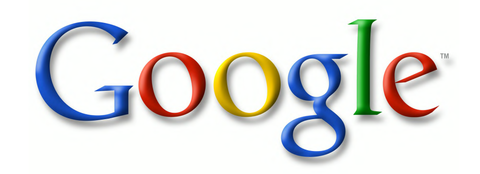
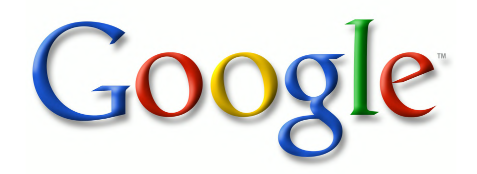
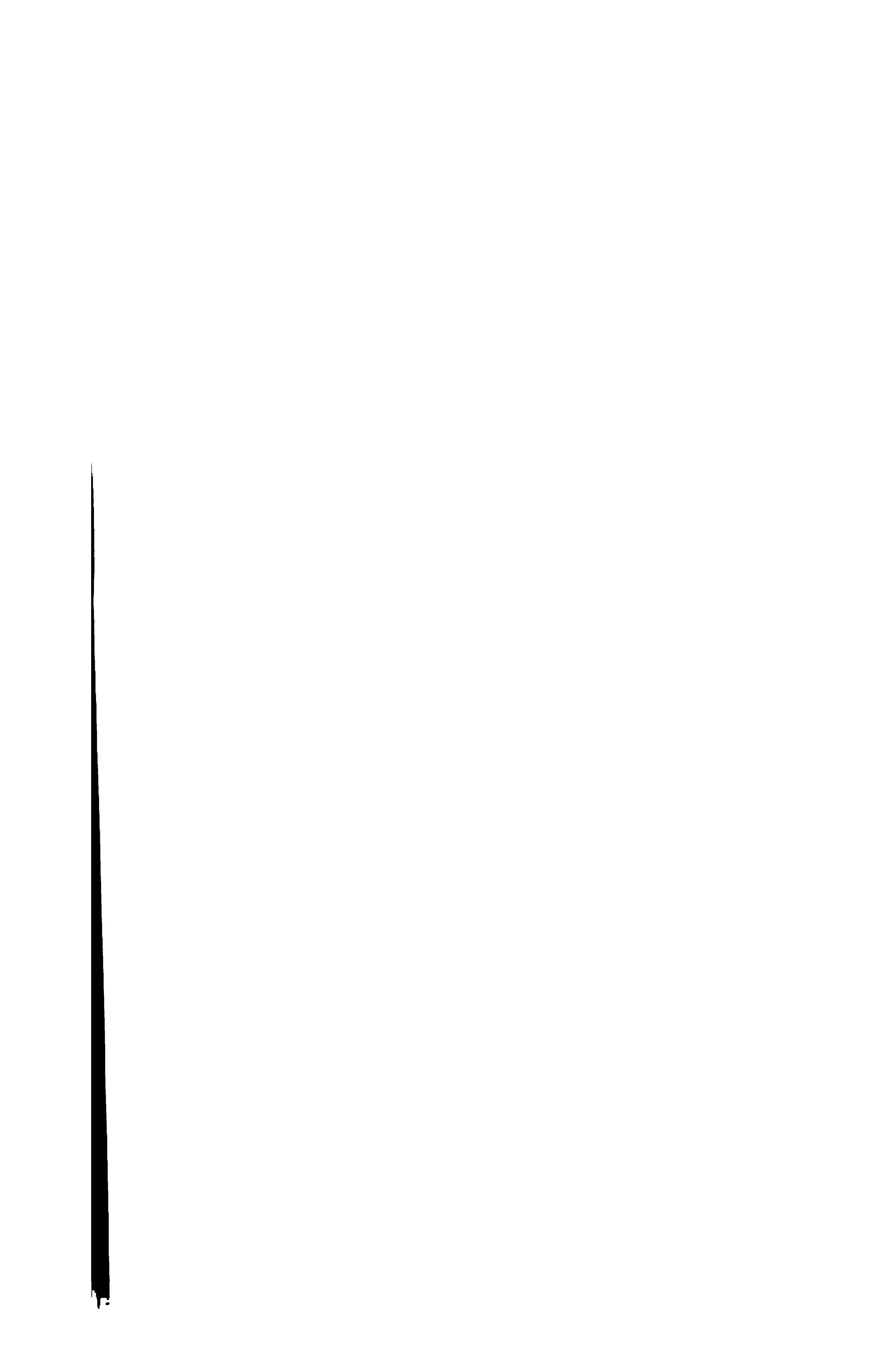






Erklärung der Tafel II.

Fig. 1. *Anodontophora canalensis* CATULL. sp. Aus den Werfener Schichten von Ziano. S. 52.

Fig. 2. *Anodontophora subundata* SCHAUR. sp. Werfener Schichten von Ziano. S. 51.

Fig. 3. *Myophoria laevigata* v. ALB. var. *ovata* BR. Myophorienbank, Abhang der Forzella. An dem Original ist der vordere Schloßrand etwas laediert. S. 53.

Fig. 4. *Myophoria laevigata* v. ALB. var. *elongata* GIEB. Fundpunkt derselbe. S. 53.

Fig. 5. *Myophoria* cf. *simplex* v. SCHLOTH. Fundpunkt derselbe. Die Spitze des Wirbels ist rekonstruiert. S. 54.

Fig. 6, 7. *Pecten discites* v. SCHLOTH. var. *inornata* STOPP. Myophorienbank vom Satteljoch. Die Einbuchtungen bei Nr. 7 am unteren Rand entsprechen einer Bruchfläche. S. 54.

Fig. 8. *Pseudomonotis (Eumorphotis) Telleri* BITTN. Rechte Klappe, Steinkern zu Fig. 9. S. 55.

Fig. 9. Desgl. Hohldruck zu No. 8. S. 55.

Fig. 10. Desgl. Steinkern einer rechten Klappe. S. 55.

Fig. 11. Desgl. Hohldruck einer rechten Klappe. S. 55.

Fig. 12. Desgl. Steinkern einer rechten Klappe, deren Hohldruck Fig. 13 darstellt. Der Hinterrand ist laediert, daher eckig. S. 55.

Fig. 12a. Querschnitt durch 12, in der Richtung der punktierten Linie. S. 55.

Fig. 13. Desgl. Hohldruck einer rechten Klappe, dem in Fig. 12 abgebildeten Steinkern zugehörig. In der Rekonstruktion ist die Verlängerung des hinteren Schloßrandes nicht berücksichtigt. S. 55.

Fig. 13a. Querschnitt durch 13, in der Richtung der punktierten Linie. S. 55.

Fig. 14. Desgl. Steinkern einer rechten Klappe. S. 55.

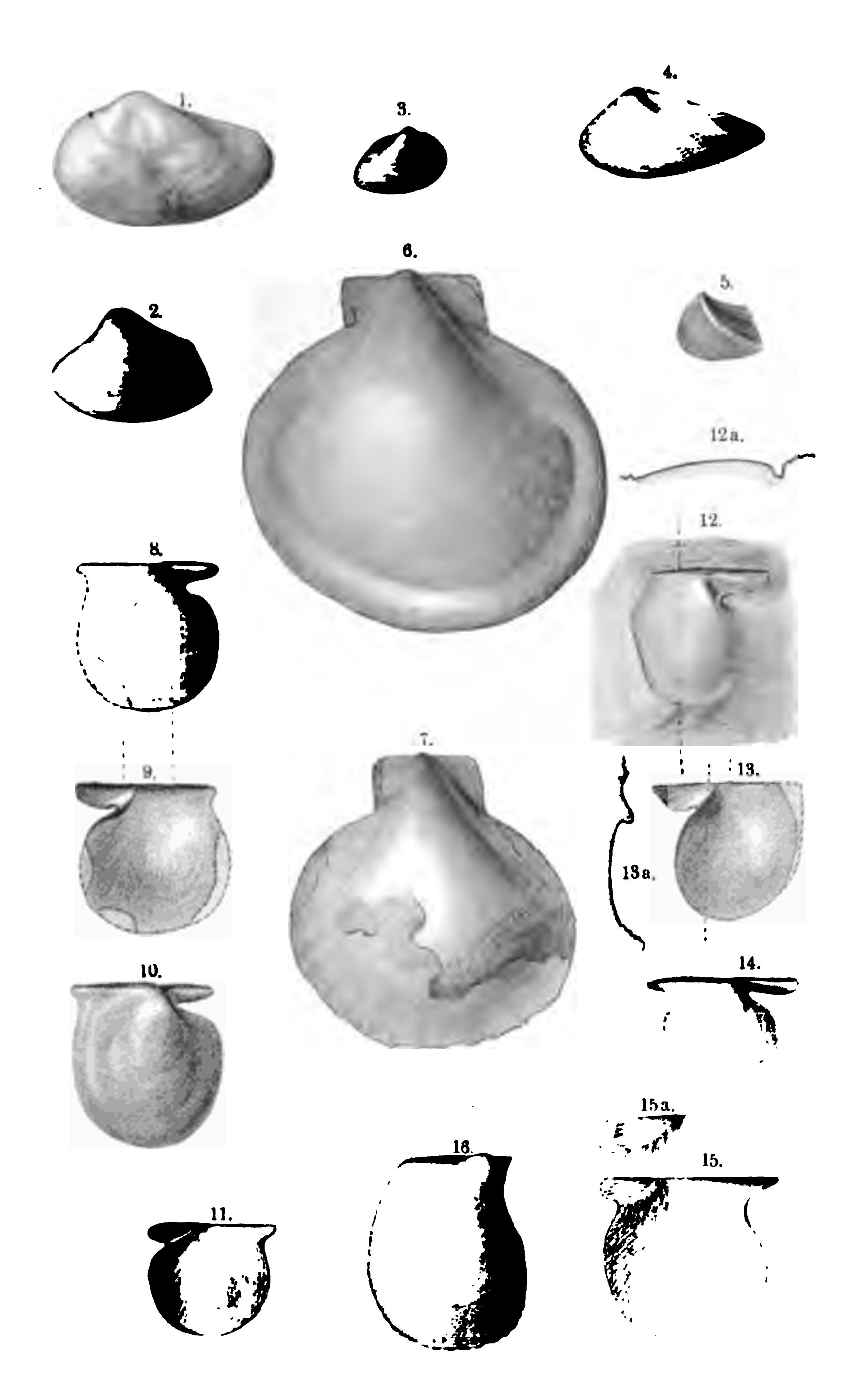
Fig. 15. Desgl. Hohldruck einer rechten Klappe. S. 55.

Fig. 15a. Das vergrößerte Ohr von Fig. 15. S. 55.

Sämtliche abgebildete Exemplare der *Ps. Telleri* BITTN. stammen aus der Myophorienbank der Mendel oberhalb Eppan.

Fig. 16. Unbestimmter Zweischaler, gleichfalls aus der Myophorienbank der Mendel S. 58.

Das gesamte Material zu Taf. II—VI befindet sich in der Sammlung des stratigraphisch-paläontologischen Instituts der Universität Heidelberg.



Nora Seeliger del.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttg.





Erklärung der Tafel III.

Fig 1. Problematicum, von der Seite gesehen. Werfener Vardabe b. Predazzo. S. 58.

Fig. 2, 3. Problematicum, von oben gesehen. Fundort ders S. 58.

Fig. 4. Problematicum im Dünnschliff, anderthalbmal v S. 58.

Fig. 5. Zentralring des Problematicums, im Schliff vie vergrößert. S. 58.

Fig. 6, 7, 8. *Damesiella torulosa* TORNQU Rechte (?) Kla Gipfel der Forzella. S. 62.

Fig. 9—11. Desgl Linke (?) Klappe. S. 62.

Fig. 12. Desgl. Vergrößerung von Fig. 11. S. 62.

Fig. 13—15. *Avicula* cf. *caudata* STOPP. Rechte Kla Loser Dolomitblock der Val Averto. S. 60.

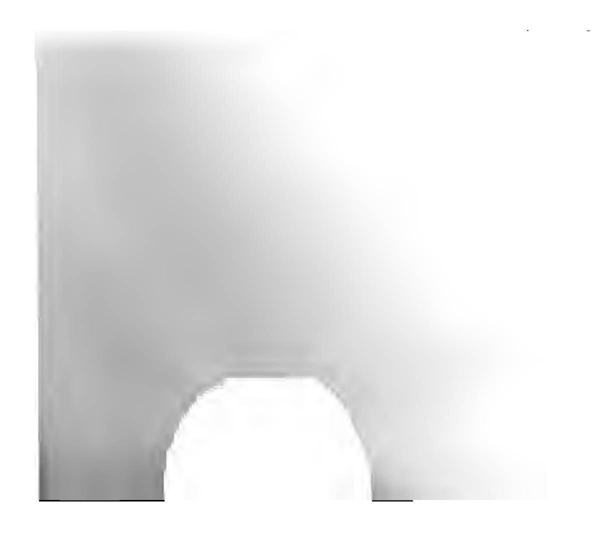
Fig. 16. *Daonella Tommasii* PHILIPP ex. aff. *D. paucicost* TORNQU. var. *alta* PHILIPP. Linke Klappe. Gipfel der Forzella. S.

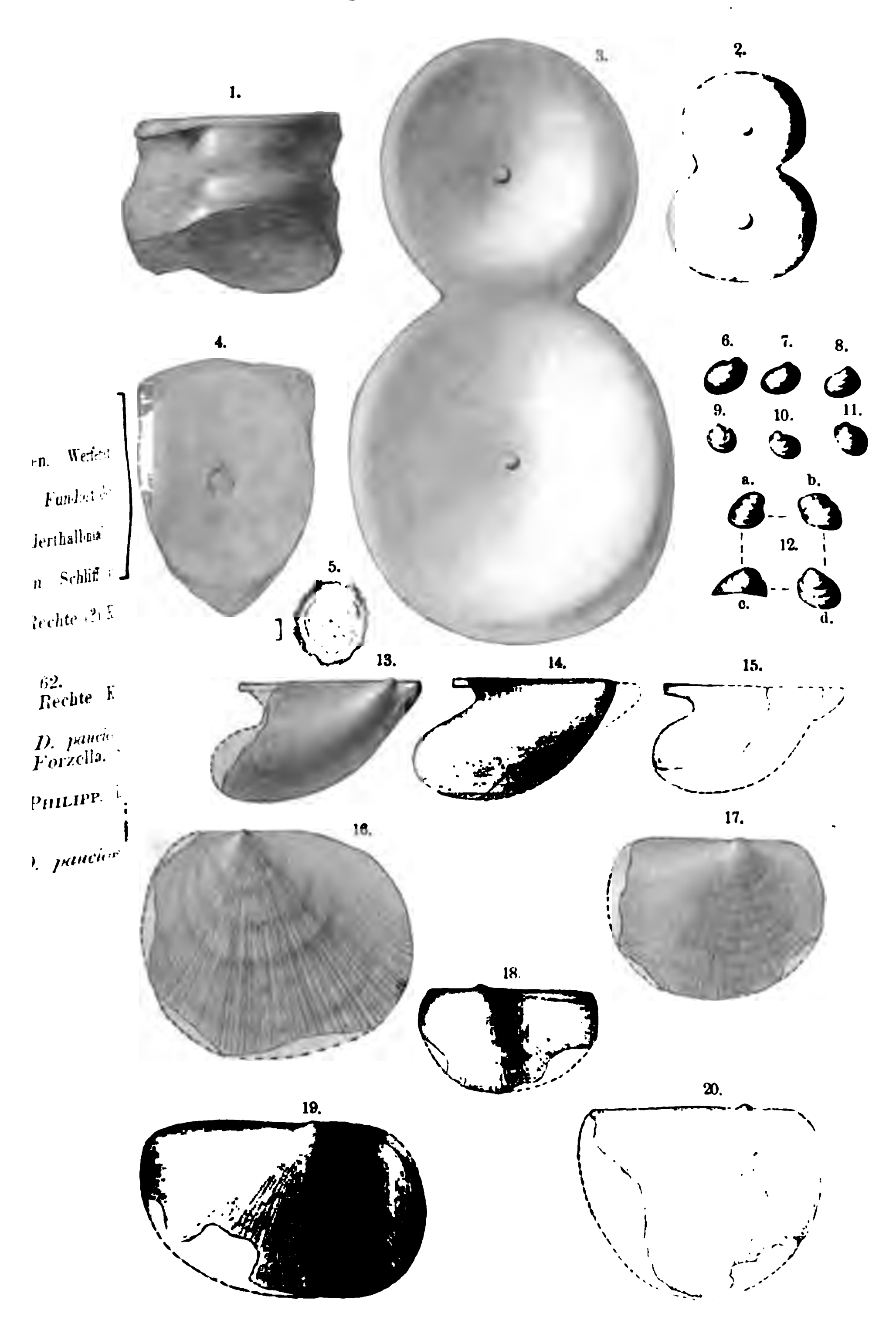
Fig. 17. Desgl. Rechte Klappe. S. 61.

Fig. 18. *Daonella Tommasii* PHILIPP var. *larga* PHILIPP. Li Klappe. Gipfel der Forzella. S. 61.

Fig. 19. Desgl. Rechte Klappe. S. 61.

Fig. 20. *Daonella Tommasii* PHILIPP ex. aff. *D. paucicost* TORNQU. S. 61.





Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stu



Erklärung der Tafel IV.

Fig. 1—3. *Cruratula carinthiaca* ROTHPL. sp. Loser Block vom Abhang der Forzella. S. 63.

Fig. 4. Desgl. Ansicht von vorn, die Schnabelregion ist zerstört. Fundort derselbe. S. 63.

Fig. 5—7. *Cruratula carinthiaca* ROTHPL. sp. var. *Beyrichii* BITTN. Fundort derselbe. S. 63.

Fig. 8, 9. *Cruratula carinthiaca* ROTHPL. sp. var. cf. *C. Eudoxa* BITTN. Fundort derselbe. S. 63.

Fig. 10, 11. Kleine Schale der *Cruratula carinthiaca* ROTHPL. sp., von innen gesehen. Fundort derselbe. S. 63.

Fig. 12. *Cruratula carinthiaca* ROTHPL. sp. var. cf. *C. Eudoxa* BITTN. Fundort derselbe. S. 63.

Fig. 13. *Cruratula carinthiaca* ROTHPL. sp. var. *pseudofaucensis* PHILIPP. Fundort derselbe. S. 63.

Fig. 14. Jugendexemplar von *Cruratula carinthiaca* ROTHPL. sp. S. 63.

Fig. 15. *Cruratula carinthiaca* ROTHPL. sp. var. cf. *C. forficula* BITTN. Fundort derselbe. S. 63.

Fig. 16. Jugendexemplar von *Cruratula carinthiaca* ROTHPL. sp. Fundort derselbe. S. 63.

Fig. 17, 18. *Cruratula carinthiaca* ROTHPL. sp. var. *pseudofaucensis* PHILIPP. Fundort derselbe. S. 63.

Fig. 19. *Ceratites Rombergi* PHILIPP. Latemar-Ostgipfel. S. 70.

Fig. 20. *Megaphyllites* cf. *M. Jarbas* u. *sandalinus* MOJS. Latemar-Ostgipfel. S. 74.

Fig. 21 a. *Arpadites* nov. sp. ex. aff. *A. Arpadis* MOJS. Latemar-Ostgipfel. S. 72.

Fig. 21 b. Desgl. vom Rücken her gesehen. S. 72.

Fig. 22 a. *Arpadites* sp. ind. ex. aff. *A. Szabói* MOJS. Latemar-Ostgipfel. S. 71.

Fig. 22 b. Desgl. vom Rücken her gesehen. S. 71.

Fig. 23 a. *Megaphyllites* ex. aff. *M. insecti* u. *M. humilis* MOJS. Loser Block vom Abhang der Forzella. S. 72.

Fig 23 b. Desgl. von der Rückseite. S. 72.

Fig. 24—28. *Didymospira (Anisactinella) Salomoni* PHILIPP. Fig. 25 d und 28 d sind in umgekehrter Stellung zu denken, so daß die gewölbte (ventrale) Schale nach unten kommt. Fig. 25 a u. 28 a sind von der großen Klappe her gesehen. Die Stirnansicht zu Figur 25 und 27 findet sich im Text. Latemar-Ostgipfel. S. 75.

Fig. 29. *Didymospira (Anisactinella) octoplicata* PHILIPP. Latemar-Ostgipfel. S. 78.

Fig. 30. *Didymospira (Anisactinella) Salomoni* PHILIPP. Fig. 30 d ist in umgekehrter Stellung zu denken! Latemar-Ostgipfel. S. 75.

Fig. 31. *Didymospira (Anisactinella) pachygaster* PHILIPP. Fig. 31 c in umgekehrter Stellung zu denken! Latemar-Ostgipfel. S. 78.

Fig. 32. *Spirigera trigonella* SCHLOTH. sp. Fig. 32 d und e in umgekehrter Stellung zu denken! Latemar-Ostgipfel. S. 78.

Fig. 33. *Didymospira (Anisactinella) pachygaster* PHILIPP. Fig. 33 a in umgekehrter Stellung! Latemar-Ostgipfel. S. 78.

Figur 34 *Spirigera trigonella* SCHLOTH. sp. var. *crassa* PHILIPP. Latemar-Ostgipfel. S. 78.

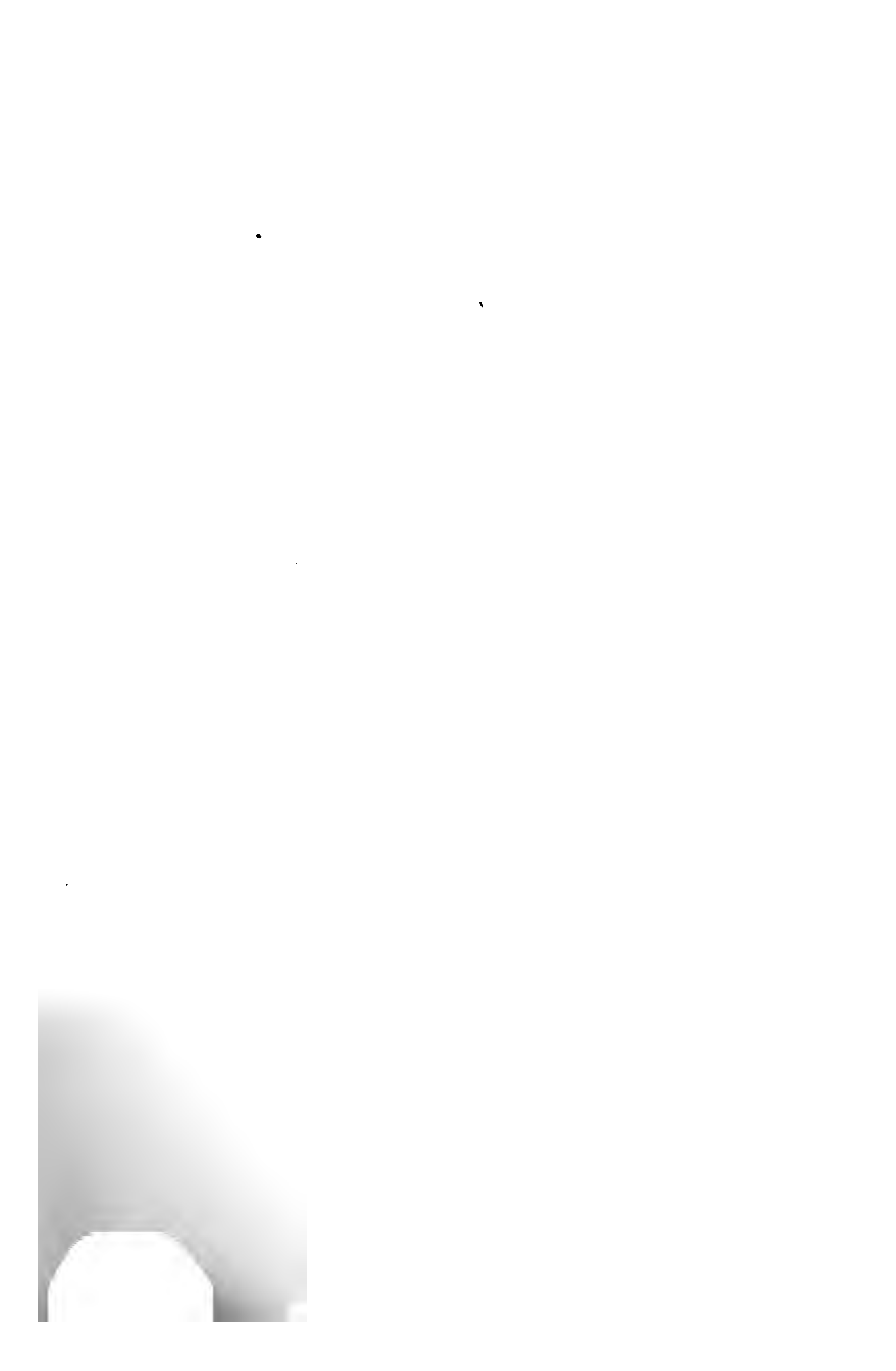
Druckfehlerberichtigungen
zu Band 56.

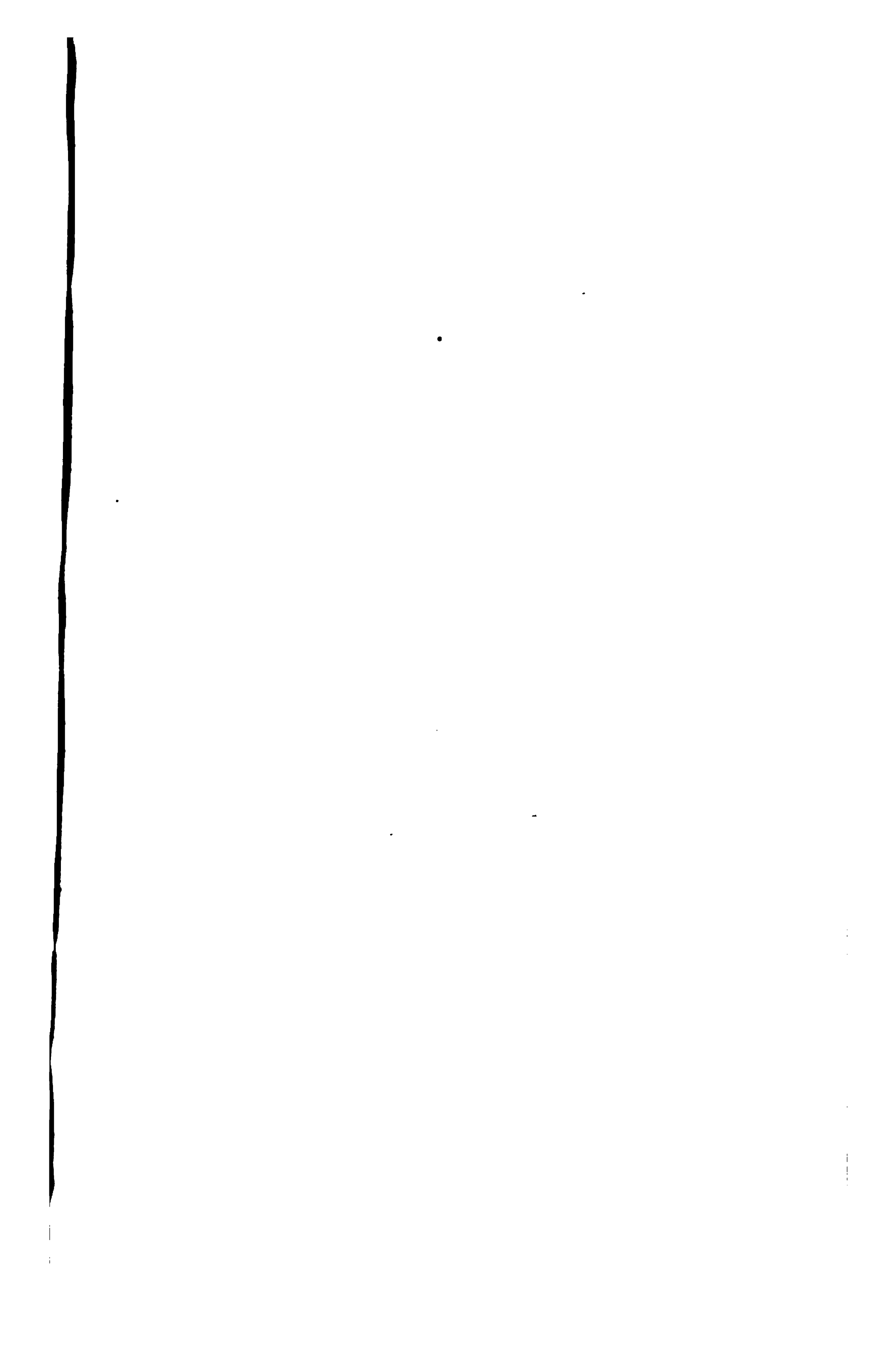
S. 186 Z. 1 von oben lies: in den von ihnen speziell untersuchten statt: wahre.

S. 186 Z. 17 von oben lies: Phyllocladus statt: Phyllodatus.

Taf. XVIII Z. 2 von oben lies: Markasit statt: Markosit.

Auf Taf. XXVII sind die Figuren umzustellen.





Erklärung der Tafel V.

Fig. 1, 2. *Didymospira (Diplospirella) Wissmanni* MSTR. sp. var. *angulata* PHILIPP. S. 79.

Fig. 3. *Rhynchonella* sp. ex aff. *lycodon* BITTN. S. 80.

Fig. 4. ? Jugendform der *Rhynchonella* sp. ex aff. *lycodon* BITTN. S. 80.

Fig. 5, 6. *Rhynchonella Caressae* PHILIPP. Beide Exemplare sind am Stirnrand laediert und konnten daher von dieser Seite nicht abgebildet werden. S. 81.

Fig. 7. *Rhynchonella* cf. *Attilina* BITTN. Bei Fig. 7c liegt die Ventralklappe auf der linken Seite. S. 84.

Fig. 8, 9. *Rhynchonella* cf. *bajuvarica* BITTN. Fig. 8b und 9e von der Ventralklappe gesehen. Bei 8e liegt die Ventralklappe links, bei 9c oben und bei 9d wieder links. Fig. 8a und 9a: die natürliche Größe der Formen. S. 83.

Fig. 10. *Rhynchonella E. Suessi* PHILIPP. Fig. 10a die dorsale, 10c die ventrale Seite. S. 82.

Fig. 11, 12. *Rhynchonella Richthofeni* PHILIPP. S. 83.

Fig. 13, 14. Desgl. Jugendexemplare. S. 83.

Fig. 15. Desgl. Dorsalklappe mit unregelmäßiger Faltung der Rippen. S. 83.

Fig. 16—18. *Spiriferina pia* BITTN. var. *dinarica* BITTN. Fig. 17: die kleine Klappe. S. 80.

Fig. 19. ? *Waldheimia (Aulacothyris)* cf. *conspicua* BITTN. Die beinahe „gekielte" Form der großen Klappe (vgl. Text) kommt in der Zeichnung nicht genügend zum Ausdruck. S. 85. Fig. 19a: natürliche Größe.

Fig. 20. *Avicula* cf. *arcoidea* BITTN. Linke Klappe. S. 86.

Fig. 21. Desgl. rechte Klappe.

Fig. 22. *Avicula* cf. *arcoidea* BITTN. (?), mit eigenartiger Verzierungsstreifung auf zwei Radialsegmenten. S. 86.

Fig. 23. *Avicula* cf. *arcoidea* BITTN. Linke Klappe. S. 86

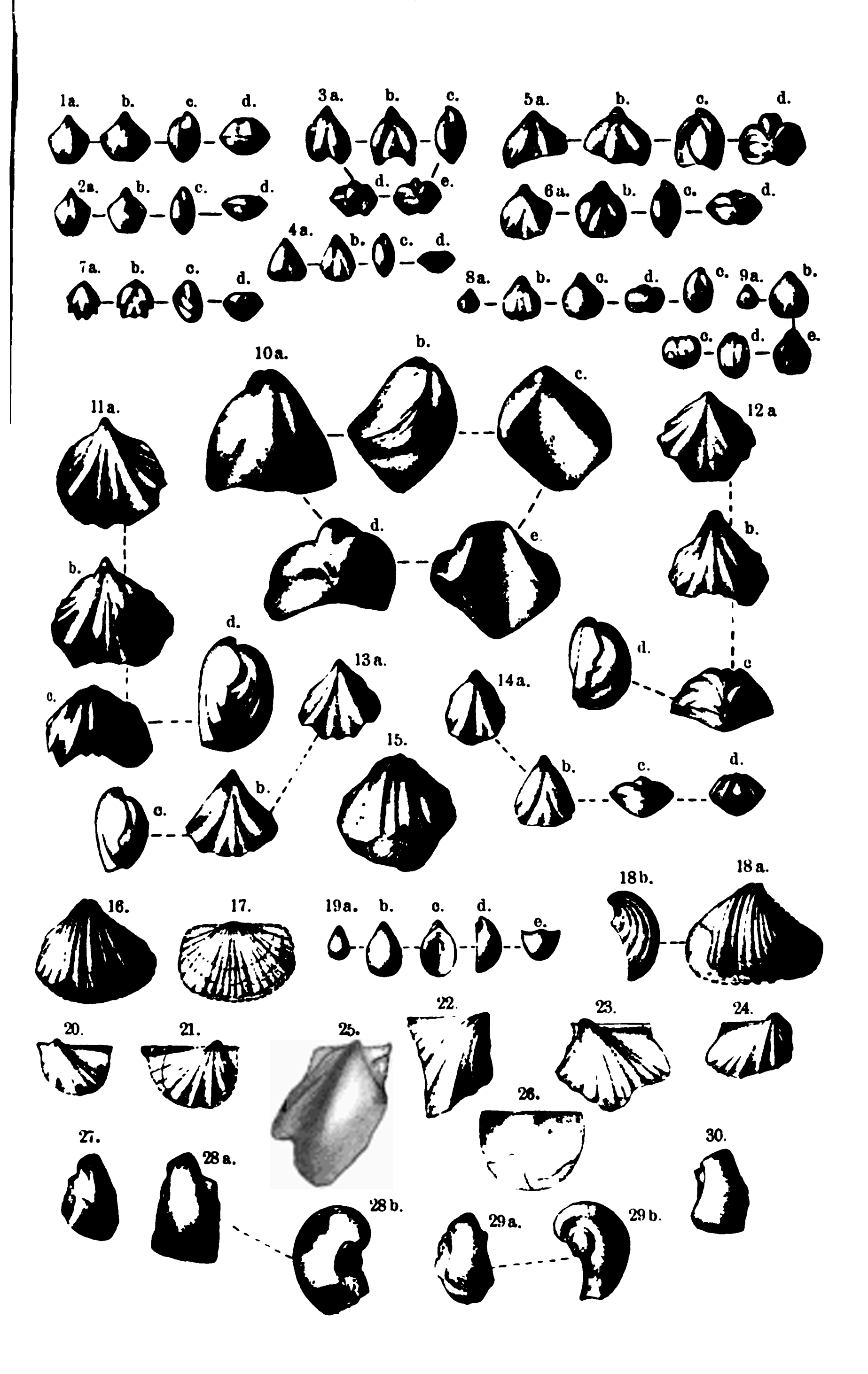
Fig. 24. Desgl. rechte Klappe.

Fig. 25. ? *Avicula* sp. S. 86.

Fig. 26. *Posidonomya* (?) *plana* PHILIPP ex. aff. *P. concinnae* HÖRN. S. 94.

Fig. 27—30. *Cassianella Rosenbuschi* PHILIPP. Linke Klappen. Fig. 28b von der hinteren, 29b von der vorderen Seite. S. 87.

Sämtliche auf dieser Tafel abgebildeten Exemplare stammen vom Latemar-Ostgipfel.



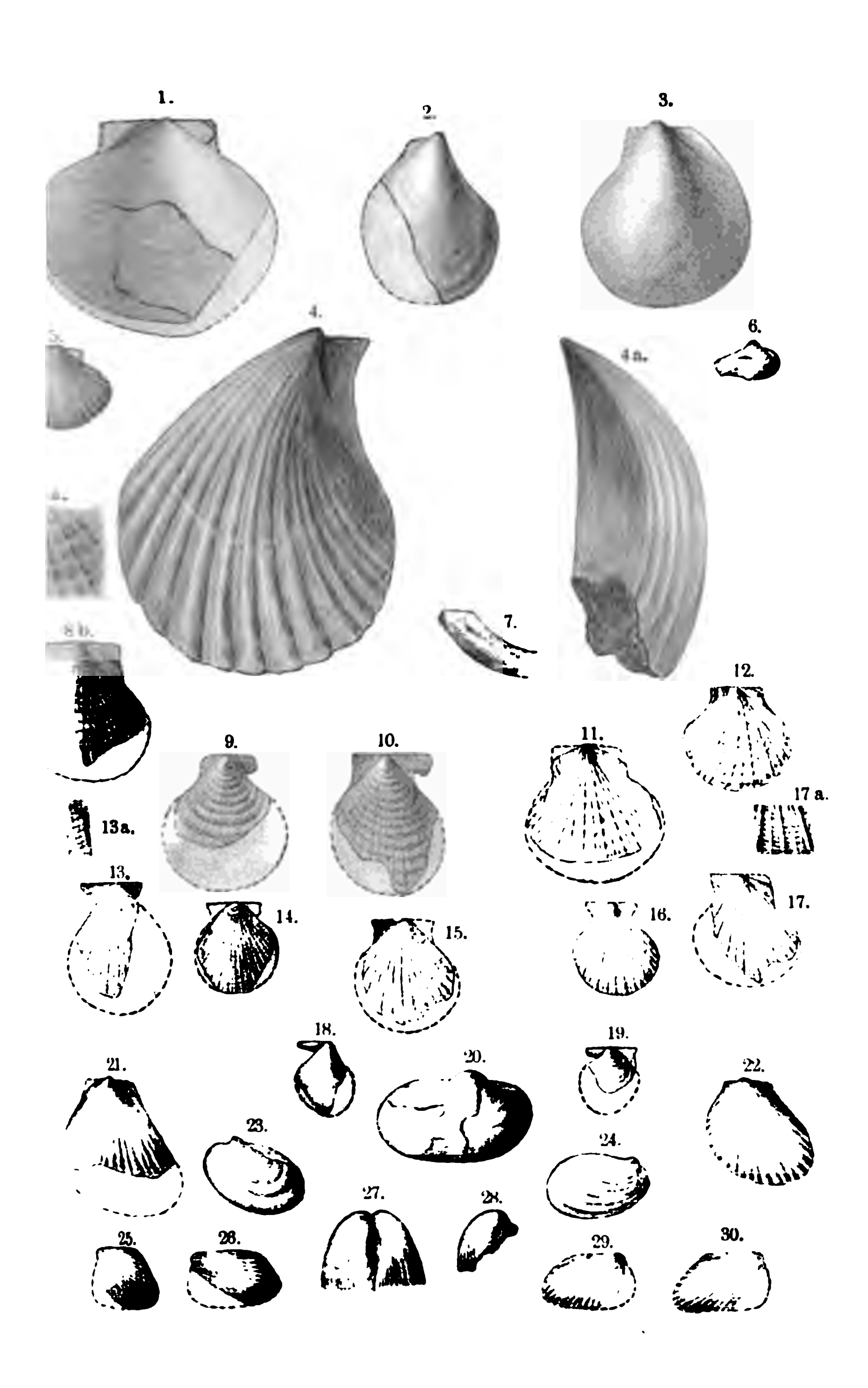
Nora Seeliger del.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., S.



Erklärung der Tafel VI.

Fig. 1. *Pecten discites* v. SCHLOTH. Latemar-Ostgipfel. S. 88.
Fig. 2. ?. Latemar-Ostgipfel. S. 89.
Fig. 3. *Pleuronectites?* Latemar-Ostgipfel. S. 89.
Fig. 4. *Badiotella excellens* PHILIPP. Linke Klappe. S. 69. Val Sorda.
Fig. 4a. Die gleiche Klappe von der Seite gesehen.
Fig. 5. *Pecten interstriatus* BITTN. Latemar-Ostgipfel. S. 92
Fig. 6. *Cucullaea* cf. *impressa* MSTR. sp. Latemar-Ostgipfel. S. 95.
Fig. 7. *Gervilleia* cf. *angusta* GOLDF. Latemar-Ostgipfel. S. 95.
Fig. 8. *Pecten Broilii* PHILIPP. Linke Klappe. Latemar-Ostgipfel. S. 90.
Fig. 9, 10. Desgl. Rechte Klappe. Latemar-Ostgipfel. S. 90.
Fig. 11, 12. Desgl. Linke Klappe. Latemar-Ostgipfel. S. 90.
Fig. 13, 14. *Pecten predazzensis* PHILIPP. Latemar-Ostgipfel. S. 92.
Fig. 15. *Pecten predazzensis* PHILIPP. Übergangsform zu *Pecten fassaensis*. Latemar-Ostgipfel. S. 92.
Fig. 16, 17. *Pecten fassaensis* PHILIPP. Latemar-Ostgipfel. S. 91.
Fig. 18, 19. *Pseudomonotis Bittneri* PHILIPP. Linke Klappen. Latemar-Ostgipfel. S. 93.
Fig. 20. *Cucullaea* ex. aff. *seisianae Broili (?)*. Latemar-Ostgipfel. S. 96.
Fig. 21. *Lima* cf. *alternans* BITTN. Latemar-Ostgipfel. S. 95.
Fig. 22. *Lima Telleri* BITTN. In der Abbildung kommen nicht alle Rippen zur Geltung. Loser Block von der Forzella. S. 68.
Fig. 23. *Posidonomya obliqua* HAUER. Linke Klappe. Latemar-Ostgipfel. S. 94.
Fig. 24. Desgl. Rechte Klappe.
Fig. 25, 26. *Cardita latemarensis* PHILIPP. Linke Klappe. Latemar-Ostgipfel. S. 96.
Fig. 27. Desgl. Area vergrößert.
Fig. 28. Desgl. Lunula vergrößert.
Fig. 29, 30. Desgl. Rechte Klappe. Latemar-Ostgipfel. S. 96.



Nora Seeliger del.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

der Eruptivgesteine von Predazzo einzuführen und mich auch auf wichtige Punkte im Sedimentgebirge hinzuweisen.

Die Untersuchungen im Felde wurden während eines dreimaligen Aufenthaltes im Sommer 1902 und 1903 in der Zeit von ungefähr 4 Monaten ausgeführt. Die Durcharbeitung des paläontologischen Materials geschah im stratigraphisch-paläontologischen Institut der hiesigen Universität.

Nach ihren Ergebnissen gliedert sich die Arbeit in einen stratigraphischen, einen tektonischen und einen paläontologischen Teil. Bei letzterem muß ich von vornherein darauf hinweisen, daß er nur einen kleinen Teil des gesammelten Materials umfaßt. Von den bearbeiteten Fundorten mußte ich außerdem die Gasteropoden wegen Zeitmangels zurückstellen. Die weitere Bearbeitung des Materials soll später fortgesetzt werden. Die Präparation des Materiales wurde von mir selbst ausgeführt. Die Originale, sowie das übrige Material liegen in der Sammlung des stratigraphisch-paläontologischen Institutes der Universität Heidelberg.

Die Publikation einer farbigen, ausführlichen geologischen Karte in 1 : 25000 in Gemeinschaft mit Herrn Dr. Romberg war vorgesehen, ist aber neuerdings wieder in Frage gestellt worden; ich beschränke mich vor der Hand auf die Wiedergabe einer kleineren Karte in 1 : 50000, soweit diese zum Verständnis der vorliegenden Arbeit nötig erscheint. Die granitisch-körnigen Tiefengesteine sind mit einheitlicher Signatur wiedergegeben, die zahlreichen Ganggesteine ganz fortgelassen worden, um die Übersicht zu erleichtern. In Bezug auf die Tiefen- und Ganggesteine verweise ich daher, bis die Rombergsche Karte erscheint, auf die Karten von Doelter, Mojsisovics, Reyer und Huber.

Die zu berücksichtigende Literatur war naturgemäß sehr zahlreich; in dem nachstehenden Verzeichnis werden jedoch nur die Schriften angeführt, auf die in der Arbeit speziell hingewiesen ist.

Für Überlassung von Vergleichsmaterial aus den eigenen, oder den ihnen unterstellten Sammlungen, sowie für schriftliche und mündliche bereitwilligst erteilte Auskunft bin ich verpflichtet den Herren: Prof. Benecke (Straßburg), Dr. Broili (München), Prof. Fraas (Stuttgart), Prof. Frech (Breslau), Prof. Jaekel (Berlin), Dr. Romberg (Berlin), Prof. Rothpletz (München), Konservator Dr. Schlosser (München), Prof. Tornquist (Straßburg); außerdem Frl. Nora Seeliger aus Berlin für die große Sorgfalt, mit der sie die beigegebenen Tafeln ausgeführt hat.

In erster Linie möchte ich aber an dieser Stelle meinem hochverehrten Lehrer Herrn Prof. Salomon danken für das außer-

ordentlich warme Interesse, das er dieser Arbeit nicht nur im hiesigen Institut, sondern auch auf einer eigens nach Predazzo unternommenen Reise entgegengebracht hat, sowie für die hieraus entspringenden zahlreichen Anregungen und Förderungen.

Ich möchte dieses Vorwort nicht schließen, ohne auch meines ständigen Begleiters in Predazzo, des Führers und Mineraliensammlers VAL. MORANDINI, gedacht zu haben, der durch seine große Ortskenntnis und seine Zuverlässigkeit viel zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen hat.

Literaturverzeichnis.[1])

ALBERTI, F. v., 1864. Überblick über die Trias. Stuttgart.

BEYRICH, E., 1862. Über das Vorkommen St. Cassianer Versteinerungen bei Füssen. Monatsber. Kgl. Akad. Wiss., Berlin.

BITTNER, A., 1881. Über die geologischen Aufnahmen in Judicarien und Val Sabbia. Jahrb. K. K. geol. R.-A., Wien. S. 219.

— 1883. Nachträge zum Berichte über die geologischen Aufnahmen in Judicarien und Val Sabbia. Ebenda.

— 1883. Bericht über die geologischen Aufnahmen im Triasgebiet von Recoaro. Ebenda.

— 1884. Die Tertiär-Ablagerungen von Trifail und Sagor. Ebenda.

— 1890. Brachiopoden der alpinen Trias I. Abhandl. K. K. geol. R.-A. Wien.

— 1892. Brachiopoden der alpinen Trias. Nachtrag I. Ebenda.

— 1894. Bemerkungen zu ROTHPLETZ's „Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen". Verh. K. K. geol. R.-A. Wien. S. 87.

— 1895. Revision der Lamellibranchiaten von St. Cassian. Abhandl. K. K. geol. R.-A. Wien.

— 1899. Trias Brachiopoda and Lamellibranchiata. Himalayan Fossils. Paläontologia Indica, Ser. XV. 3, Part. 2.

— 1899. Trias-Ablagerungen des Süd-Ussuri-Gebietes. Mém. Comité Géolog. St. Pétersbourg.

— 1899. Beiträge zur Paläontologie, insbesondere der triadischen Ablagerungen zentralasiatischer Hochgebirge. Jahrb. K. K. geol. R.-A. Wien.

— 1901. Lamellibranchiaten aus der Trias des Bakonywaldes. Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees. 1.

— 1901. Über Pseudomonotis Telleri und verwandte Arten der unteren Trias. Jahrb. K. K. geol. R.-A. Wien.

BÖCKH, Joh., 1873—74. Die geologischen Verhältnisse des südlichen Teiles des Bakony. Jahrb. Kgl. Ungar. geol. Anstalt 3.

BROILI, F., 1903. Die Fauna der Pachycardientuffe der Seißer Alp. (Mit Ausschluss der Gastropoden und Cephalopoden). Paläontographica. L.

DE LORENZO, G., 1893. Sul Trias dei Dintorni di Lago-negro. Atti R. Accad. sc. fis. e mat. Napoli.

---

[1]) Im Text der Arbeit sind nur der Name des Autors und die Jahreszahl angegeben.

DOELTER, C., 1876. Über die Eruptivgebilde von Fleims. Sitz.-Ber. K. Akad. Wiss. Wien.
— : Führer für die Exkursion nach Predazzo. IX. Internat. Geolog. Kongreß Wien 1903.
GEMMELLARO, 1882. Sul Trias della regione occid. d. Sicilia. Mem. Accad. Lincei. (8) **12.**
GIEBEL, C. G., 1856. Die Versteinerungen im Muschelkalk von Lieskau bei Halle. Abhandl. Naturw. Ver. f. d. Provinz Sachsen u. Thüringen.
GOLDFUSS, E., 1884—1840. Petrefacta Germaniae. I u. II.
GÜMBEL, C. W., 1873. Geognostische Mitteilungen aus den Alpen I. Das Mendel- und Schlerngebirge. Sitz.-Ber. math.-phys. Kl. Akad. Wiss. München.
— 1876. Geognostische Mitteilungen aus den Alpen. III. Aus der Umgegend von Trient. Sitz.-Ber. math.-phys. Klasse Akad. Wiss. München.
HAUER, F. v., 1850. Über die von W. FUCHS gesammelten Fossilien. Denkschr. K. Akad. Wiss. Wien.
— 1857. Paläontologische Notizen. Sitz.-Ber. K. Akad. Wiss. Wien.
HÖRNES, M., 1855. Über die Gastropoden und Acephalen der Hallstädter Schichten. Denkschr. K. Akad. Wiss. Wien. **9.**
HUBER, O. v., 1901. Beitrag zu einer geologischen Karte des Fleimser Eruptivgebietes. Jahrb. K. K. geol. R.-A. Wien.
KITTL, E., 1894. Die triadischen Gastropoden der Marmolata. Ebenda.
LAUBE, G., 1866. Lamellibranchiaten und Brachiopoden von St. Cassian. Denkschr. K. Akad. Wiss. Wien. Math.-nat. Klasse.
LEPSIUS, R., 1878. Das westliche Südtirol. Berlin.
MOJSISOVICS, E. v., 1869. Über die Gliederung der oberen Triasbildungen der östlichen Alpen. Jahrb. K. K. geol. R.-A. Wien.
— 1870. Beiträge zur Kenntnis der Cephalopoden - Fauna der oenischen Gruppe. Ebenda.
— 1873. Das Gebirge um Hallstatt. I. Abhandl. K. K. geol. R.-A. Wien. **6.**
— 1873. Uber einige Trias-Versteinerungen aus den Süd-Alpen. Jahrb. K. K. geol. R.-A. Wien. S. 425.
— 1874. Faunengebiete und Faciesgebilde der Trias-Periode in den Ost-Alpen. Ebenda. S. 81.
— 1876. Triasbildungen b. Recoaro im Vicentinischen. Verh. K. K. geol. R.-A. Wien. S. 238.
— 1879. Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Wien.
— 1882. Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. Abhandl. K. K. geol. R.-A. Wien.
OGILVIE-GORDON, 1902—1908. The geological structure of Monzoni and Fassa. Transact. Edinburgh Geolog. Soc.
PHILIPPI, E., 1895. Beitrag zur Kenntnis des Aufbaues und der Schichtenfolge im Grigna-Gebirge. Diese Zeitschr.
— 1898. Die Fauna des unteren Trigonodus-Dolomits bei Schwieberdingen. Jahresb. Ver. f. Naturkunde Württemberg.
REYER, 1881. Predazzo. Jahrb. K. K. geol. R.-A. Wien.
RICHTHOFEN, F. v., 1860. Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo, St. Cassian u. s. w. Gotha.
ROMBERG, J., 1902. Geologisch-petrographische Studien im Gebiete von Predazzo. I. und II. Sitz.-Ber. K. Preuß. Akad. Wiss. Berlin.
— 1903. Geologisch-petrographische Studien in den Gebieten von Predazzo und Monzoni. III. Ebenda.
ROTHPLETZ, A., 1886. Geologisch-paläontologische Monographie der Vilser Alpen. Palaontographica **33.**
— 1894. Ein geologischer Querschnitt durch die Alpen. Stuttgart.

SALOMON, W., 1895. Geologische und paläontologische Studien über die Marmolata. Paläontographica. 42.
— 1900. Über Pseudomonotis und Pleuronectites. Diese Zeitschr. 52.
— 1902. Die Familienzugehörigkeit der Pleuronectiten. Zentralblatt f. Min. No. 1.
SCHAUROTH, K. v., 1855. Übersicht der geogn. Verhältnisse der Gegend von Recoaro. Sitz.-Ber. K. Akad. Wiss. Wien.
— 1859. Kritisches Verzeichnis der Versteinerungen der Trias im Vicentinischen. Ebenda.
SCHLOTHEIM, E. F. v., 1820. Die Petrefactenkunde auf ihrem jetzigen Standpunkte.
SEEBACH, K. v., 1861. Die Conchylienfauna der weimarischen Trias. Diese Zeitschr. S. 551—666.
SKUPHOS, Th., 1892. Die stratigraphische Stellung der Partnach-Schichten u. s. w. Geogn. Jahresh. Kgl. bayr. Oberbergamtes. 4.
— 1893. Über die Entwicklung und Verbreitung der Partnach-Schichten in Vorarlberg. Jahrb. K. K. geol. R.-A. Wien.
STOPPANI, A., 1856—60. Les pétrifications d'Esino. Paläontol. Lomb. I. Milan.
STUR, D., 1868. Eine Exkursion in die Umgegend von St. Cassian. Jahrb. K. K. geol. R.-A. Wien.
TELLER, F., 1886. Die Pelecypodenfauna von Werchojansk, in v. MOJSISOVICS: Arktische Triasfaunen. Mém. Acad. Imp. des Sc. de St. Pétersbourg. (7) 33. No. 6.
TOMMASI, A., 1894. La Fauna del calcare conchigliare di Lombardia. Mem R. Ist. Lomb. d. sc. e lett. Pavia.
TOMMASI, 1895. Contributo alla fauna del calcare bianco del Latemar e della Marmolata. Atti Ist. R. Accad. degli Agiati (3) 1 (3).
— 1895. Fauna del Trias inferiore nel versante meridionale degli Alpi. Atti R. Ist. Lomb. di sc. e lett. 28.
TORNQUIST, A., 1898. Die Subnodosus-Schichten. Diese Zeitschr. 50.
— 1899. Der Spitzkalk. Ebenda. 51.
— 1901. Das Vicentinische Triasgebirge. Stuttgart.

Einführung.

An dieser Stelle einen Überblick über die verschiedenen Streitfragen zu geben, die seit hundert Jahren das Interesse der Geologen für Predazzo wachgehalten haben, dürfte überflüssig erscheinen. Hervorheben möchte ich nur, daß die Untersuchungen sich bis heutigen Tags vorwiegend auf mineralogische und petrographische Probleme bezogen haben. Neuerdings sind speziell die petrographischen Interessen durch die Arbeiten BRÖGGERS, ROMBERGS, sowie DOELTERS und seiner Schüler wieder in den Vordergrund getreten.

Die Stratigraphie, z. T. auch die Tektonik fanden in Predazzo relativ wenig Beachtung.

Abgesehen von älteren Autoren hat F. v. RICHTHOFEN sich seiner Zeit eingehender mit den stratigraphischen Fragen beschäftigt. Er erkannte, als am Aufbau von Predazzo beteiligt, über dem Quarzporphyr den Grödner Sandstein, alsdann die Werfener Schichten, die er in Seißer und Campiler Schichten gliederte; darüber folgen in seiner Darstellung Virgloriakalk und als jüngste Bildung die weißen Kalke und Dolomite, die als Mendoladolomit zusammengefaßt werden. Er entdeckte in diesen auch Versteinerungen, die indessen nie beschrieben worden sind.

GÜMBEL[1]) hat 1876 ein Profil etwas südwestlich von Predazzo angegeben, oberhalb Zannon, in der Val Averto, doch kann man sich danach nur schwer orientieren.

E. v. MOJSISOVICS trennt die Bellerophonkalke vom Grödner Sandstein und gliedert die Sedimente oberhalb der Werfener Schichten in unteren und oberen Muschelkalk, Buchensteiner und Wengener Schichten, letztere drei in der dolomitischen Facies. Nur am Satteljoch und im Latemar sollen, der Karte nach, die Buchensteiner Schichten in ihrer eigentümlichen Facies auftreten.

REYER[2]) hat sich mit den Sedimenten kaum befaßt, und auch die neue HUBERsche Karte gibt in Bezug auf die Sedimente keine neuen Daten, sondern stützt sich ganz auf die alte Karte von MOJSISOVICS.

Es liegen also seit MOJSISOVICS keine neuen stratigraphischen und eingehenden paläontologischen Beobachtungen aus dem Gebiet von Predazzo vor, mit Ausnahme der Beschreibung einzelner Fossilien aus dem Latemarkalk durch SALOMON[3]), KITTL[4]) und TOMMASI.[5]) Diese Petrefakten entstammen durchweg der bekannten, von DOELTER zuerst aufgefundenen Lokalität zwischen Forno und Mezzavalle. Weitere Fossilien, die REYER an der Forzella gefunden hat, sind bis jetzt nicht näher untersucht worden.

Die Vernachlässigung der stratigraphischen Verhältnisse im unteren Fassa- bezw. oberen Fleimstal ist um so befremdender, als gerade die Grenzgebiete im weiteren Sinne, Marmolata, Schlern, Sextener Gebiet, Südtirol westlich der Etsch, sowie das Valsugana und das Vicentin Gegenstand eingehender neuerer

[1]) 1876 S. 51.
[2]) REYER 1881.
[3]) SALOMON 1895.
[4]) KITTL 1894.
[5]) TOMMASI 1895.

Untersuchungen waren, und man folglich im Fassa- und Fleimstal, als im Mittelpunkt dieser Gebiete liegend, wichtige Aufschlüsse über die stratigraphischen Wechselbeziehungen dieser Gegenden zu einander erwarten mußte.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit ist das Gebiet der unmittelbaren Umgegend von Predazzo behandelt (vergl. d. Karte Taf. I). In erster Linie der Dosso Capellozug, also jener mächtige Gebirgsriegel, der sich vom Latemar über das Satteljoch und den Dosso Capello bis zum Agnello zieht und sich dort in einen östlichen Arm mit der Forzella und einen westlichen mit dem Cornon bezw. Pizzancae als Gipfelpunkt gabelt. Zwischen diesen beiden Armen schneidet sich das bei Ziano in den Avisio mündende Val Averto ein, das in seinem obersten Teil auch den Namen Val bonetta führt. Es sei hier darauf hingewiesen, daß die Generalstabskarte den Dosso Capello zweimal nennt. Der eigentliche Dosso Capello ist der Punkt 2266 etwas *südlich* des Satteljoches; der zweite als Doss' Capello angeführte Gipfel bei 2181 m direkt oberhalb Predazzo trägt nach seiner zweispitzigen Beschaffenheit in Wirklichkeit den Namen Forzella.

Untersucht wurden ferner das Latemargebiet westlich und südlich der Val sorda, die Malgóla, sowie die an das Eruptivgebiet angrenzenden Partieen des Viézzena. Zu Vergleichszwecken wurden natürlich auch Exkursionen in die Grenzgebiete: Val Stava, Reiterjoch, Karersee-Rosengarten, Lúsia unternommen.

Das paläontologische Material entstammt der vorbeschriebenen Gegend mit Ausnahme der Pseudomonotis Telleri, die ich an der Mendel fand.

Von topographischem Kartenmaterial standen mir zur Verfügung: die Karte 1 : 75000 des K. K. Militär-geographischen Institutes, eine von demselben Institut herausgegebene Detailkarte 1 : 50000 der Palagruppe, sowie eine von Herrn Dr. Romberg mir gütigst überlassene Karte 1 : 25000, die dieser nach der Karte 1 : 50000 hatte anfertigen lassen. Von den beiden in Betracht kommenden Blättern der österreichischen Generalstabskarte 1 : 25000 ist leider nur das westliche Blatt, dessen Grenze zwischen Forzella und Predazzo durchschneidet, käuflich. Das östliche wird wegen kleiner militärischer Grenzanlagen auf das ängstlichste von der Regierung zurückgehalten.

Die vorliegende Arbeit ist als Ergänzung der Aufnahmen des Herrn Dr. Romberg gedacht.

Stratigraphischer Teil.

Perm.

Das Perm findet sich in der Umgebung von Predazzo in der dreifachen Ausbildung als Quarzporphyr, Grödner Sandstein und sogenannter „Bellerophonkalk". Quarzporphyr und Grödner Sandstein treten nur unmittelbar am Rande des untersuchten Gebietes auf und gaben keine Veranlassung zum eingehenderen Studium. Die Überlagerung des Porphyrs durch den Sandstein ist gut in dem Tälchen aufgeschlossen, das die Malgóla gegen Süden und Südwesten begrenzt. Scheinbar ist der Übergang hier ein allmählicher infolge der Verwitterung und Auflockerung des Quarzporphyrs, die um so intensiver ist, als die Deckfläche des Quarzporphyrs einem Quellhorizonte entspricht und damit natürlich die günstigsten Faktoren für seine Zersetzung gegeben sind. An der erwähnten Stelle sind eigenartige gangförmige, tonige, grade Schnüre gut zu beobachten, die den Grödner Sandstein in verschiedenen Richtungen durchziehen. Ich halte sie für Begleiterscheinungen der großen Störungen, nämlich für kleine und kleinste Verwerfungsspalten, die sich nachträglich mit tonigen Substanzen ausgekleidet haben.

Größeres Interesse beansprucht der Bellerophonkalk bezw. seine Äquivalente. Gümbel[1]) hatte schon hervorgehoben, daß westlich des Schlern, sowie im unteren Fleimstal unterhalb Predazzo an Stelle der schwarzen „Bellerophonkalke" gelbliche Dolomite auftreten, und Rothpletz[2]) erwähnt speziell von der Malgóla permische Rauhwacken. Diese gelblichen Rauhwacken, oder besser gesagt zelligen Dolomite, bilden das charakteristische Merkmal der „Bellerophonkalke". Die zellige Beschaffenheit darf wohl direkt auf die Auslaugung von Gyps zurückgeführt werden, da der Komplex zwischen Grödner Sandstein und unteren Werfener Schichten sehr reich an diesem Mineral ist, das stellenweise, z. B. oberhalb Bellamonte, früher in Alabastergruben[3]) technisch gewonnen wurde. Neben diesen Zellendolomiten und Gypsen beteiligen sich vorwiegend graue Mergel und Mergelkalke am Aufbau dieser Schichten, ferner ein eigenartiger krystalliner, fleckweise rötlich und blauschwarz gefärbter Kalk in festen

---

[1]) Gümbel 1876 S. 72.
[2]) 1894 S. 174.
[3]) cf. Karte von Mojsisovics 1879.

Bänken; außerdem in Verbindung mit den zelligen Bänken eine helle gelbliche Breccie.

Leider war es nicht möglich, ein genaues Profil dieser Schichtenserie aufzunehmen, da die besten Aufschlüsse grade in der Nähe bedeutender Störungen liegen. Am Westabhang der Malgóla, kurz vor dem Hause Mióla, sind die zelligen und brecciösen Schichten am besten aufgeschlossen, während im Val Gardoné, dort wo die Via Nova gegen Vardárbe einbiegt, die mergeligen Bänke gut zu beobachten sind. Die Gypse treten, wie schon erwähnt, bei Bellamonte, sowie zwischen Tésero und Cavalese auf. — Weitere Aufschlüsse der Bellerophonschichten finden sich im Val Vardárbe und an der Boscampobrücke. Ihr Auftreten auf der Südseite der Malgóla, wo die Karte von Mojsisovics und Huber sie nicht angiebt, hat sich durch zahlreiche Lesestücke des Zellendolomits im Gehänge beweisen lassen. Auch die bekannte Gymnitfundstelle gegenüber Mezzavalle ist dem „Bellerophonkalke“ zuzurechnen.

Leider fanden sich keine ausreichenden Fossilien zur näheren Bestimmung, doch dürfte die Stellung dieses eigenartigen Schichtenkomplexes zwischen Grödner Sandstein und unteren Werfener Schichten, sowie ihre Gypsführung die stratigraphische Gleichstellung mit den Bellerophonkalken rechtfertigen.

Trias.

A. Werfener Schichten.

Der Übergang aus den „Bellerophonkalken“ zu den untersten triasischen Schichten läßt sich an der schon erwähnten Stelle des Val Gardoné beobachten. Hier entwickeln sich allmählich aus den mergeligen und kalkigen Schichten die festen grauen Kalkbänke der unteren Werfener Schichten, der Seißer Schichten v. Richthofens.

Am geeignetesten zum Studium der unteren Trias sind die guten Aufschlüsse oberhalb der Ortschaft Ziáno, im Bacheinschnitt der Val Averto bei Zannon, und von hier aus in östlicher Richtung gegen Predazzo. Oberhalb Ziáno sind vorwiegend die unteren und mittleren Werfener Schichten aufgeschlossen, während die Val Averto einen vorzüglichen Einblick in die obere Abteilung dieser Schichten, sowie in ihr Hangendes gewährt.

Ein detailliertes Profil oberhalb Ziáno vom Hangenden zum Liegenden ergibt folgendes:

Obere Werfener Schichten.

17. Hangendes: Rotbraune glimmerige und kalkige, sandige Schichten und Bänke in starker Entwicklung: Campiler Schichten s. str.
16. 2 schmale rote z. T. oolithische Kalkbänke, ähnlich wie 4—6, im Abstand von 1 m.
15. Graue sandige, glimmerige, dünnere, weiche Lagen abwechselnd mit festen grauen Kalkbänkchen und Zwischenlagen von rötlicher bis brauner Farbe. 20 m.
14. Unten dickbankige, oben dünnschichtige Kalke von heller gelber Farbe.
13. Starke Entwicklung, roter und gelber, sandiger Bröckelkalke z. T. mit kompakteren Bänken, ohne gute Fossilien. 30—40 m.
12. Feste graue, z. T. oolithische Kalkbänke mit Spuren von Bleiglanz. 1 m.
11. Helle, rote, gelbe, z. T. rotgefleckte, weiche z. T. glimmerige Lagen zu oberst sehr feinschichtig und tiefrot mit undeutlichen Muschelsteinkernen. 8—10 m.
10. Feste graue Kalkbank mit sandig kalkigen Zwischenlagen. 3 m.
9. Bröckelige, dünngeschichtete, tonige und sandige Kalkschichten von grünlicher, gelblicher und rötlicher Farbe mit festen Kalkbänken *(Myaciten)*. 15 m.
8. Feste rote Kalkbank. 0,5 m.
7. Gelbe, bröckelige Kalke.

Gastropod. Oolithbänke. Mittl. Werfener Sch.

6. Feste rote Kalkbank, oolithisch wie 4a (0,5 m) und graue feste Bänkchen. 1 m.
5. Graue bis gelbe, auch rötliche bröckelige sandige und tonige Kalke z. T. knollig. 5 m.
4a. Feste rote, oolithische Bank, scharf aus dem Gehänge hervortretend. 0,30 m.
4. Feste, je etwa 10 cm mächtige, dunkelgraue Kalkbänke.

Untere Werfener Schichten.

3. Knollige massive Bank, gegen oben bröckelig und feinschichtig werdend 10—15 m.
2. Ähnlich wie 1. Die festen Bänke werden mächtiger und etwas glaukonitisch. 3—4 m.
1. Grau bis weiße dünngeschichtete Mergel z. T. glimmerig, mit Fossilien (*Lingula, Myaciten*) in Wechsellagerung mit einigen festen grauen, bräunlich verwitternden Kalkbänken.

Liegendes: Graue Mergelkalke und Kalkbänke der untersten Werfener Schichten.

Die Hangenden rotbraunen, glimmerigen, sandigen und kalkigen Schichten erreichen eine Mächtigkeit von etwa 100 m. Sie sind am besten im Bachbett der Val Averto entblößt und vermitteln hier gleichzeitig den Übergang zu dem prachtvollen Profile in den höheren Schichten:

Hangendes: Mächtige, eine steile Wand bildende Dolomitbänke.

25. 10—20 cm dicke Bänke von gelbem bis weißem Dolomit,[1] wechsellagernd mit tonigmergeligen Zwischenlagen, den Übergang vermittelnd zu dem mächtigen hangenden Dolomit. 10—20 m.
24. Rote, kalkige, glimmerreiche Sandsteine, dünnschichtig, z. T. wellig, knollig, mit grünlichen und weißlichen Zwischenlagen. Auf den Schichtflächen eigenartige „Kriechspuren“ und röhrchenartige Gebilde. Etwa 30 m.
23. Vorwiegend gelbe und braune, auch graue feste gebankte Dolomite, in deren oberen Partieen eine Bank mit großen Steinkernen von *Myophorien* liegt, während sich in den unteren Lagen eine braune Dolomitbank durch zahlreiche kleine *Trochiten* (*Dadocrinus*-Bank?) auszeichnet. 30 m.
22. Rote oolithische Kalkbank mit spätigen *Trochiten* und zahlreichen dunklen *Myophorien*schalen. 2 m.
21. Oolithdolomite von vorwiegend rötlicher Farbe. 5—8 m.
20. Feingeschichtete rötliche und rotweiße sandig-glimmerige Schichten mit schlechten Fossilien. 8--10 m.
19. Helle, vorwiegend rötliche Oolithdolomite. 10—15 m.
18. Graue und gelbliche, dünnbankige, feinschichtige, sandige Kalke, Dolomite und Mergel mit *Naticella costata*. 20—30 m.

Liegendes:

17. Rotbraune, sandig-glimmerige und kalkige Bänke. Etwa 100 m.

Die Deutung des unteren bei Ziáno aufgeschlossenen Komplexes bietet keine Schwierigkeit. Wir haben eine Folge von dünngeschichteten und gebankten z. T. bröckeligen glimmerigen Kalken und Mergeln von vorwiegend grauer Farbe mit *Pseudomonotis Clarai*, *Anodontophora (Myacites) fassaensis*, *canalensis* und *subundata*, *Lingula sp.*, die oft scharenweise, aber in schlechter Erhaltung die Schichtflächen bedecken. Es sind

[1]) Hier und bei allen Angaben dieser Arbeit über Kalkstein und Dolomit ist stets Prüfung mit verdünnter Salzsäure erfolgt.

zweifellos die typischen unteren Werfener sog. Seißer Schichten, die sich nur vielleicht durch ihren größeren Kalkreichtum auszeichnen.

Darüber folgen die bekannten Gastropoden-Oolithbänke mit bröckeligen, tonig-kalkigen Zwischenlagen. Interessant ist die fast absolute Übereinstimmung mit den entsprechenden Schichten an der Mendel und denen des neuerdings von TORNQUIST[1]) aus dem Vicentin veröffentlichten Profils. Letzteres sei zum Vergleich angeführt:

Ziáno (bei Predazzo).	Mendaone (im Vicentin).
a) Bröckelige, dünngeschichtete tonig-sandige Kalke, grünlich, gelblich und rötlich.	a) Rote Mergel und gelbe sandige Kalkbänke.
b) Feste rote Kalkbank, gelbe bröckelige Kalke, feste rote Kalkoolithbank und graue feste Bänke.	b) Zwei rote oolithische Gastropodenbänke, klotzige gelbe Kalkbank.
c) Graue, gelbe, rötliche, bröckelige, sandige und tonige Kalke.	c) Rote, sandige Schiefer.
d) Feste, rote oolithische Bank.	d) Rote, oolithische Gastropodenbank.

Hier wie dort haben wir drei rote Oolithbänke, nicht sehr weit auseinander liegend, mit annähernd den gleichen Zwischenlagen. Aus diesen Gastropodenbänken entwickeln sich sandige und glimmerige weiche Kalke und Mergel, z. T. auch festere Kalk- und Kalkdolomitbänke in verschiedenen Farben: grau, gelb und rötlich mit *Anodontophora fassaensis* und anderen zumeist schlecht erhaltenen Fossilien. Sie gehen gegen oben in einen sehr einförmigen Komplex von roter bis rotbrauner Färbung über. Dieser entspricht den „oberen Rötplatten" von LEPSIUS, die in den höheren einförmigen Partieen den Charakter der typischen roten Campiler Schichten RICHTHOFENS annehmen. Sie bestehen durchweg aus Sandstein und sandigen Kalkbänken mit schlechten Fossilien. Auf einer gemeinsamen Exkursion fand Herr Prof. SALOMON in diesen Schichten eine Platte mit kleinen Seesternen, die aber eine genauere Bestimmung leider nicht zulassen.[2]) — Auch in diesem Komplex zeigt sich wieder die große Übereinstimmung mit dem Vicentin, wo über der Wechsellagerung der unteren und mittleren Werfener Schichten jene beträchtliche Ent-

[1]) TORNQUIST: 1901 Vicent. Triasgeb.

[2]) In den gleichen Schichten fand auch Herr stud. geol. FREUDENBERG am Karersee eine Platte mit denselben kleinen unbestimmbaren Seesternen.

wickelung von „rotgefärbten, dünnbankigen, glimmerführenden, sandigen Schiefern mit dubiösen *Myaciten*" folgt.

Das eigentliche Leitfossil der Campiler Schichten, die *Naticella costata* fand sich aber in diesen Schichten nicht, dagegen in etwas höher gelegenen sandig-mergeligen Bänken (vergl. Profil No. 18.) Diese Bänke gehen aus den roten sandigen Campiler Schichten hervor, indem sich in die obersten roten Kalksandschiefer hellere, gelbliche Zwischenlagen und Bänke einschieben.

Das Hangende der Werfener Schichten erfordert ein näheres Eingehen seines eigenartigen Charakters wegen. Wie aus dem Profil ersichtlich, folgen über den „Naticellenschichten" oolithische Dolomite in massigen Bänken. Die Färbung ist verschieden bei vorwiegend roten und rosa Tönen. Fossilien sind selten. Die Korngröße der Oolithe ist schichtweise verschieden und wechselt von 1 mm bis zu kleinsten nur mit der Lupe wahrzunehmenden Dimensionen. Die höheren sandigen, roten und rotweißen Kalksandsteine treten im Gehänge, infolge der leichteren Zerstörbarkeit gegenüber dem Liegenden und Hangenden, deutlich zurück. Sie tragen ganz den petrographischen Charakter der Werfener Schichten, doch sind nur sehr wenige schlechte Fossilien darin enthalten. Überlagert werden sie wiederum von verschiedenfarbigen Dolomitbänken z. T. von der gleichen oolithischen Entwicklung wie die zuvor geschilderten Dolomite; schwächere sandige Lagen sind in sie eingeschaltet. In der gleichen oolithischen Entwicklung finden sich die Dolomite wieder am Sattel- und Reiterjoch, fehlen jedoch im Rosengartenprofil des Backofens (oberhalb Karersee). Dagegen beteiligen sie sich am Aufbau der Viezzena östlich von Predazzo, und westwärts konnte ich sie bis Tésero verfolgen.

Zum Vergleich zitiere ich GÜMBEL[1]; dieser erwähnt vom Mt. Marzola in der Umgegend von Trient eine dreifache Wiederholung ziemlich mächtiger Dolomitmassen in den Campiler Schichten, von denen die oberste: „mit einer oolithischen, weißen, gelblich verwitternden, z. T. intensiv roten eisenreichen Dolomitlage" beginnt. Ob es sich bei dem S. 79 (bei GÜMBEL) aus dem Cembratale mitgeteilten Profile um entsprechende Oolithdolomite oder um die Gastropoden-Oolithe der mittleren Werfener Schichten handelt, ist nicht genau ersichtlich. Weitere Bemerkungen über Oolithdolomite an der Grenze der oberen Werfener Schichten in Südtirol habe ich nicht finden können. Dagegen beschreibt

[1]) GÜMBEL: 1876 S. 75.

Bittner[1]) ähnliche Oolithe aus der Gegend von Trifail und Sagor in Südsteiermark. Bei der großen Übereinstimmung des Liegenden sollte man erwarten, im Vicentin ähnliche Gebilde vorzufinden, doch auch hier scheinen sie zu fehlen, wenn man nicht in dem „Grenzdolomit" Tornquists[2]) ein Äquivalent für dieselben annehmen will. Dort entwickeln sich nämlich durch Einlagerung von dünnen Dolomitbänken aus den roten sandigen Campiler Schichten, z. T. auch sich unmittelbar darüber legend: helle, gelblich verwitternde sehr harte, meist stark zerklüftete Dolomite mit undeutlicher Schichtung in mehreren Bänken übereinander. In der Valsugana[3]) sollen dieselben gleichfalls vorkommen, ebenso im Nonsberg,[3]) doch hier schwach entwickelt.

In unserem Profil folgt auf diese Dolomitoolithe mit ihren Zwischenlagen eine höchst charakteristische dunkelrote oolithische Bank, gewissermaßen den Abschluß der eigenartigen Oolithe bildend, doch besteht dieselbe merkwürdigerweise nicht aus Dolomit, sondern aus Kalk. Ausgezeichnet ist die Bank durch ihren Reichtum an prächtig erhaltenen Fossilien. Vorwiegend sind es *Myophorien*. Es wurden bestimmt:

Myophoria laevigata var. *elongata* Gieb.
" " " *ovata* Br.
" cf. *simplex* Schloth.
" cf. *costata*
Pecten discites v. Schloth. var. *inornata* Stopp.
Gervilleia sp.

Die Schalen sind dunkelrot und springen gut aus dem Gestein. An manchen Stellen wird der Kalk dunkler oder geht etwas ins Graue über, dann nehmen die Schalen tiefschwarze Farbe an. Die Mächtigkeit der Bank wechselt zwischen 1—5 m. Über dem Ponte Hohenwart bildet eine dieser dunklen, ganz von Petrefakten erfüllten Bänke die Spitze eines kleinen, von unten aus deutlich sichtbaren Felsköpfchens. Besonders schön und fossilreich ist die Bank noch aufgeschlossen in der Störung des Satteljoches; hier enthält sie auch zahlreiche Trochiten; ferner in der Val Sorda und am Reiterjoch.

Aus einem Vergleich mit den Lepsiusschen Profilen ergibt sich klar, daß diese Bank keine andere sein kann, als seine Myophorienbank. Lepsius beschreibt sie als eine: „bis 10'

[1]) Bittner: 1884. Jahrb. S. 438.
[2]) Tornquist: 1901 Vicent. Triasgeb. S. 87—88.
[3]) zitiert bei Tornquist, am gleichen Ort.

mächtige oolithische harte Kalkbank zum größten Teil aus Myophorien, Gervillien und anderen Fossilien bestehend..... In Judicarien und im Val Trompia nimmt der Kalk an der Oberfläche eine tiefrote Farbe an". Die Versteinerungen erhalten sich in Judicarien und Val Trompia darin mit schwarzer Schale. Die petrographische Übereinstimmung der Bank im westlichen Südtirol und bei Predazzo ist augenfällig. BITTNER[1]) wies 1884 die Myophorienbank in fast der gleichen Ausbildung und Fossilführung in Südsteiermark und in den Nordostalpen nach.[2]) Im westlichen Südtirol liegt die Bank im obersten Röt z. T. nahe unter dem LEPSIUSschen Zellendolomit.[3]) Bei Predazzo schließt sie, wie gesagt, die Entwicklung der eigenartigen Dolomitoolithe ab und bildet die Grenze gegen ein Schichtensystem, das ich schon zum Muschelkalk stellen möchte, obgleich dasselbe petrographisch noch viele Anklänge an die Werfener Schichten zeigt.

B. Muschelkalk.

Den Muschelkalk leitet, wie es scheint, in dem größten Teil von Südtirol ein eigentümliches, rot gefärbtes Konglomerat ein. Im Rosengarten-Profil oberhalb des Karerseepasses konnte ich es selbst beobachten. Bekannt ist es ferner von der Mendel, vom Schlernbach, der Pufler Schlucht, vom Nonsberg und bei Neumarkt, immer in der gleichen Lagerung unmittelbar unter dem Muschelkalk.[4]) Frau OGILVIE-GORDON kommt in ihrer neuesten Arbeit[5]) gleichfalls auf diese Konglomerate zu sprechen und glaubt, daß sie dort, wo sie im obersten Fassa auftreten, keine echten Konglomerate, sondern „shear conglomerates" sind. Demgegenüber kann ich nur feststellen, daß die Konglomerate vom Rosengarten und oberhalb des Reiterjoches echte sind. Sonderbarerweise fehlt dies rote Konglomerat im Profil der Val Averto, dagegen ließ es sich vom Rosengarten bis hinüber zum Reiterjoch verfolgen. Hier liegt es unmittelbar über der Myophorienbank, indem es sich gewissermaßen aus ihr entwickelt.

---

[1]) BITTNER: 1884 Jahrb. S. 467.

[2]) Ders. 1886 Verh. S. 387—390.

[3]) An der Mendel fand ich sie als gelb verwitterte Bank mit zahlreichen Steinkernen von Myophorien und *Pseudomonotis Telleri* BITTN. im Lahnbachgraben oberhalb Eppan. Auffallend ist der Unterschied in der Größe der Myophorien, die an der Mendel nur etwa halb so groß werden als die gleichen Formen in der Myophorienbank von Predazzo.

[4]) GÜMBEL: 1873.

[5]) OGILVIE-GORDON 1902—1903 S. 20.

Am Satteljoch, also in geringer Entfernung, ließ sich nur noch die Myophorienbank konstatieren. Danach entspricht die Myophorienbank dem unmittelbar Liegenden des roten Konglomerates, somit auch des Muschelkalkes und bildet also in der Gegend von Predazzo den Abschluß der Werfener Schichten. An Stelle des Konglomerates folgen in der Val Averto über der roten Myophorienkalkbank wiederum Dolomite von vorwiegend brauner auch grauer und gelblicher Farbe, etwa 30 m mächtig, ausgezeichnet durch zwei relativ schmale Bänke. Eine untere braune Bank besteht vorwiegend aus spätigen Trochiten von sehr geringem Durchmesser. Leider fanden sich keine Kelche, sodaß eine spezifische Bestimmung nicht möglich war, doch weist die Kleinheit der Glieder auf „*Dadocrinus*" hin, eine Annahme, die auch aus stratigraphischen Rücksichten nicht unbegründet erscheint. Wenige Meter höher folgt dann die zweite charakteristische Bank von gelbem, etwas zelligem Dolomit, voll von großen Myophoriensteinkernen, anscheinend denselben Arten zugehörig wie diejenigen der tiefer liegenden Myophorienbank sensu stricto. Die folgenden 30 m bildet dann ein System von Schichten, die petrographisch wieder ganz den sandigen oberen Werfener Schichten gleichen. Es sind helle, kalkige, glimmerreiche Sandsteine, meist rot gefärbt, aber auch grünlich und weißlich. Einige von diesen Bänken zeichnen sich durch eigenartige, sog. Kriechspuren und Röhrchen aus, über deren Bedeutung ich nichts sagen kann.

Was die Zugehörigkeit der eben beschriebenen Dolomite und Kalksandsteine anbelangt, so weist, wie gesagt, ihre petrographische Beschaffenheit auf oberste Werfener Schichten, ihre Lagerung über der Myophorienkalkbank aber, sowie der Vergleich mit den Vicentinischen Profilen auf höhere Horizonte hin. Dort, im Vicentin, gliedert sich nach Tornquist der untere Muschelkalk über dem „Grenz-Dolomit und -Kalk", der unseren Oolith-Dolomiten und der Myophorienbank entsprechen würde, von unten nach eben folgendermaßen:

a) Mergel und Kalke mit *Dadocrinus gracilis* mit Gypslagen im tiefsten Niveau.

b) Bunte Mergel und sandige Tuffe.

c) Feste knollige Brachiopodenkalke und braune Dolomite.

Den Dadocrinusmergeln und -Kalken dürften die über der Myophorienbank folgenden braunen Dolomite mit der vorbesprochenen Trochitenbank gleichzustellen sein incl. der höheren Myophoriensteinkernbank. Allerdings haben wir es bei Predazzo mit Dolomiten und nicht mit Kalken zu tun, dem tst aber

entgegenzuhalten, daß auch das Spezialprofil der fraglichen Schichten bei TORNQUIST[1]) verschiedene Bänke von Dolomit aufweist. An der Mendel, im Lahnbachgrabenprofil, fand ich eine ganz ähnliche gelbe Kalkbank mit kleinen Trochiten wieder, ziemlich dicht unter dem hellen Mendoladolomit in Wechsellagerung mit hellen, z. T. rötlichen Kalksandsteinen, also annähernd in gleichem Niveau.

Den bunten Mergeln und sandigen Tuffen im Vicentin würde danach unser rötlicher glimmeriger Kalksandstein entsprechen. Die Grenze gegen die liegenden „Dadocrinus-Dolomite" ist keine scharfe. Den Übergang vermitteln etwas zellige Dolomite, in denen die zweite Myophorienbank liegt. Das TORNQUISTsche Profil zeigt gleichfalls über den Dadocrinuskalken versteinerungsreiche Kalkbänkchen und Mergelkalke. In der nach BENECKE mitgeteilten Fossilliste finden sich in den Dadocrinus-Schichten: *Myophoria laevigata*. *cardissoides* und *vulgaris* entsprechend unserer zweiten Myophorienbank (Steinkernbank).

Im oberen Fassa scheint sich eine ähnliche Schichtenserie zwischen den typischen Campiler Schichten und dem Mendoladolomit einzuschalten, wie bei Predazzo. Frau OGILVIE-GORDON beschreibt sie[2]) als „Upper Werfen Passage Beds".

Die ganzen Verhältnisse bei Predazzo deuten darauf hin, daß wir in dieser Gegend keine scharfe Grenze zwischen Werfener Schichten und Muschelkalk haben, wie etwa am Rosengarten. Während dort auf die litoralen Bildungen der Werfener Schichten direkt eine Strandbildung, die bekannte Konglomeratbank folgt, vermutlich sogar das Meer dann für eine Zeitlang zurücktritt und die Wiederbedeckung zu Beginn des Muschelkalkes mit ganz anders gestalteten Sedimenten einsetzt, war die Gegend von Predazzo in dieser Zeit kontinuierlich vom Meer bedeckt und zwar unter annähernd denselben Bedingungen mit nur geringen Niveauschwankungen, die ihren Ausdruck finden in dem stetigen Wechsel zwischen den Dolomit- und Kalkbildungen auf der einen, und den litoralen Sandsteinbildungen auf der anderen Seite.

Eine scharfe Trennung von Werfener Schichten und Muschelkalk im Fleimstal würde daher den wirklichen Verhältnissen nicht Rechnung tragen. Aus diesem Grunde wurde auf der Karte auch nicht der „Muschelkalk" mit einer besonderen Farbe versehen, sondern der ganze Komplex vom Beginn der noch zu den Werfener Schichten gerechneten Oolith-Dolomite bis zum Hangenden der als Muschelkalk beschriebenen Bänke; da sich dieser

[1]) a. a. O. 1901 S. 95.
[2]) OGILVIE-GORDON 1902—1903.

Komplex auch im Terrain vielfach deutlich als Steilgehänge von den tieferen Abteilungen der Werfener Schichten abhebt.

C. Dolomite und Kalke vom Wengener Alter.

Damit kämen wir zur Betrachtung der mächtigen Dolomit- und Kalkmassen, die sich als steile lichte Wände über den zuletzt besprochenen weicheren, sandigen und oolithdolomitischen Schichten aufbauen.

Den besten Aufschluß über diese Gruppe gibt wieder das Profil in der Val Averto, und zwar für den unteren Teil nicht im Verlauf des Baches selbst, sondern in einer der steilen Runsen, die sich östlich von ihm in gleicher Höhe eingeschnitten haben.

Zunächst über den letztbesprochenen sandigen, etwas mergeligen Schichten folgt gelblicher Dolomit. meist deutlich gebankt, ca. 3 m mächtig [1]). Darüber ca. 50—70 m grobgebankter Dolomit von grauer bis weißgelber Farbe, der sich deutlich von dem vorigen abhebt. Über diesen hinwegkletternd, erreicht man eine schmale Terrasse, die sich, annähernd in gleicher Höhe haltend, am Gehänge bis in die Val Averto-Schlucht hinzieht. Die Veranlassung zu dieser Terrassenbildung ist eine petrographische, indem hier zwischen die hellen, festen Dolomite sich weiche bituminöse Dolomite einschalten von dunkler Farbe, braun, grau auch tiefschwarz in dünnen Bänken, z. T. auch nach Art der Bänderkalke ganz fein geschichtet. Untergeordnet treten dazwischen dünne sandige Bänkchen auf. Die ganze Mächtigkeit dieser Zwischenlagen beträgt vielleicht 4—5 m. Fossilien fehlen leider vollständig. Auf die stratigraphische Bedeutung der Einlagerung komme ich weiter unten zu sprechen.

In einer Mächtigkeit von ca. 150 m bauen sich darüber ungebankte gelbliche Dolomite auf. In der Val Averto aufwärts steigend, erreicht man die obere Grenze derselben dort, wo der schmale Pfad nach Überwindung einer steilen Stelle am Westabhang eine Art Terrasse bildet. Die steilen Wände neben und über dieser bestehen bereits aus grauen bis gelblichen Kalken, die sich eigentlich nur durch einen schwachen Farbenunterschied von den Dolomitwänden unterscheiden. Vergleicht man beide aus der Ferne, z. B. vom Avisio aus, so zeigt der Dolomit einen kleinen

[1]) An der trennenden Fläche bildet sich eine Terrasse heraus. Die Bänke unmittelbar darüber sind z. T. dicht bedeckt von den Zeichen der Hirtenjungen. Tag und Jahr, wann sie hier ihre Mittagsrast gehalten haben, wird genau in roten Strichen vermerkt, dazu ihre Initialen, sowie andere Zahlen und Kreuze, die sich wohl auf die Herden und die Häufigkeit ihres Besuches beziehen. Die ältesten Zeichen, die ich sah, stammen aus der Mitte des 18. Jahrhunderts.

Stich ins rötliche, während der hangende Kalk schwach bläulich getönt erscheint. Der Farbenunterschied ist zwar sehr gering, doch reicht er aus, um z. B. von dem Westabhang der Costa di Viézzena das später zu besprechende gegenseitige Lagerungsverhältnis von Dolomit zu Kalk in der Val Sorda zu beobachten.

Das einzige, häufigere, allerdings oft in großen Massen auftretende Fossil im Dolomit ist die *Diplopora annulata* und *D. porosa*. In losen Trümmern fanden sich Durchschnitte durch Ammoniten und Gastropoden und eine große *Lima*-artige Muschel, doch ließen dieselben keine Präparation und Bestimmung zu. Dagegen gelang es aus einem losen Block eine ganze Anzahl *Aviculae* herauszupräparieren. Der betreffende Block war ein grauer Dolomit, von spätigen Crinoidengliedern durchsetzt, die Fossilien als Steinkerne erhalten; er stammt zweifellos von dem oberhalb des Fundortes anstehenden grauen Dolomit der Val Averto. Die Bestimmung ergab: *Avicula caudata* Stopp., bekannt von Esino und aus dem Marmolatakalk. Von Korallen fand sich nur ein ganz unbedeutender schlechter Rest.

Es folgt über dem Dolomit der Kalk bis zur Höhe der Forzella. Leider fehlt ihm an dieser Stelle das Hangende, das sich erst weiter nördlich am Agnello einstellt. Jedenfalls wird man die Mächtigkeit desselben auf 800—1000 m veranschlagen können. In den oberen Partien ist er deutlich gebankt, in den unteren massig. Die Färbung wechselt von grau zu gelblich zu hellweiß, welch' letztere Farbe namentlich in den nördlichen Teilen der Kalkplatte, im Latemar vorwiegt. Hier zeichnet er sich speziell durch ein prächtige weißgelbe Farbe und seine feinkrystallinische Beschaffenheit aus; nur ganz untergeordnet und lokal treten hell- und dunkelrot gefärbte Kalkbänke auf.

Ehe ich auf die stratigraphische Stellung der vorbeschriebenen Kalke und Dolomite eingehe, erscheint es zweckmäßig, einige analoge Profile der Gegend zu besprechen.

Untersucht man im obersten nördlichen Quelltal der Val Gardoné, der Val bona, das Profil in einer Höhe von ca. 2300 bis 2400 m, unterhalb des gegen das Satteljoch vorspringenden Felsriegels, so findet man dort über den als Muschelkalk beschriebenen Schichten merkwürdigerweise keinen Dolomit, sondern direkt den hellen Kalk. Am Satteljoch selbst fehlt der Dolomit auch. Hier folgt konkordant über den steilgestellten Muschelkalkschichten ein Komplex von dunkeln gebankten Kalken mit großen schwarzen Hornsteinknollen, die hier vielleicht noch einen

Teil des Muschelkalkes vertreten, darüber eine Partie von schwarzen, dünnschichtigen, ebenflächigen, etwas bituminösen Kalken; dann hornsteinreiche Knollenkalke, der ganze Komplex nicht sehr mächtig, ohne Fossilien. Die Hornsteinknollenkalke haben das Aussehen der sogen. „Buchensteiner Schichten“; sie finden sich wieder im obersten Teil der Val Vardárbe, hier die unteren Partieen des hellen Kalkes zusammensetzend, und in ganz ähnlicher Bildung zwischen Forno und Moena an der Straße, dort wo das Tal sich verengt. An dieser Stelle habe ich das Liegende und Hangende nicht untersucht. In der Val Sorda ist unter dem Latemarkalk ein liegender Dolomit entwickelt, aber nicht sehr mächtig. Hornsteinführende, oder Knollenkalke konnte ich hier nirgends beobachten. Die Grenzfläche zwischen Dolomit und Kalk bildet keine ebene Fläche, sondern der Dolomit ragt zackenartig in den massigen Kalk hinein, und erst in höheren Lagen entwickelt sich die prächtige Plattung und Bankung des Latemar. Ein ähnliches Verhalten von Dolomit zu Kalk läßt sich beim Aufstieg vom Karersee zum Ostgipfel des Latemar beobachten, auch hier findet keine regelmäßige Überlagerung von Dolomit durch Kalk statt, sondern der Dolomit sendet Spitzen und Zungen in den Kalk hinein, oft bildet er auch in letzterem einzelne größere Nester. Dies nesterartige Auftreten des Dolomits läßt sich übrigens auch im Forzellazuge feststellen, wo man überrascht ist, mitten im Kalk wieder einige größere oder kleinere Partieen von Dolomit oder stark dolomitischem Kalk anzutreffen.[1])

Oberhalb des Reiterjoches, etwas nördlich vom Meilenhause, folgt über einer unteren, vorwiegend aus Dolomit bestehenden, ca. 100 m mächtigen Ablagerung eine Schicht von Bänderkalken, wenige Meter mächtig, in die sich zwei dunkle Lagergänge eingedrängt haben, darüber dann helle Kalke, bis zu den höchsten Spitzen.

Ein drittes Beispiel für das wechselnde Auftreten des Dolomites bildet die Viézzena. Steigt man hier oberhalb Bellamonte im Val Ciopé über das normale Profil der untertriasischen Schichten, so trifft man unmittelbar über diesen einen grauen Kalk, der völlig dem von der Forzella oder dem Dosso Capello gleicht. Weder Dolomit noch Knollenkalke bilden eine Zwischenlage. Dagegen stellt sich Dolomit wieder etwas östlich gegen den Lúsiapaß ein, aber auch hier ohne jede sichere Abgrenzung.

Aus den vorbesprochenen Profilen scheint mir zur Genüge hervorzugehen:

---

[1]) Die Unterscheidung von Dolomit und Kalk geschah stets wie üblich durch Betupfen mit verdünnter kalter Salzsäure.

a) daß in dem Gebiete von Predazzo eine stratigraphische Einteilung in einen liegenden Dolomit und einen hangenden Kalk nicht durchführbar ist;
b) daß eine diese Bildungen trennende Gesteinsschicht, wie etwa an der Marmolata die sogen. „Buchensteiner Schichten", hier durchaus fehlt. Vielmehr sind Kalk und Dolomit als verschiedene Faciesbildung ein und derselben Periode aufzufassen, doch nimmt der Dolomit, wenn überhaupt in größerer Menge vorhanden, die tieferen Partieen ein. Er kann dabei sehr mächtig werden. So scheinen die steilen Wände zwischen Val Stava und Rivo Bianco (zwischen Tésero und Panchià) sich ausschließlich aus Dolomit aufzubauen.
c) Es können sich innerhalb des Kalk-Dolomit-Komplexes Bänke vom Habitus der „Buchensteiner Knollenkalke" ausbilden, doch kommt diesen eine stratigraphische Bedeutung nicht zu. Sie sind lediglich als lokale Gebilde von abweichender Facies aufzufassen. (cf. Buchensteiner Schichten S. 24 ff.).
d) Die Dolomit- und Kalkmassen des Latemar-, des Forzella-, Dossocapellozuges und der Viézzena sind in stratigraphischer Hinsicht identisch miteinander und nur petrographisch von einander unterschieden.

Fossilführung:

Es glückte mir, mehrere Fossilfundorte zu entdecken, sowie eine Reihe von losen versteinerungsreichen Blöcken unter Umständen aufzufinden, die einen Glazialtransport ausschließen. Von letzteren seien genannt:

1) Lose Blöcke von grauem Kalk mit großen Lamellibranchiaten und einigen Gastropoden (Abhang d. Forzella gegen Süd.).
2) Der schon erwähnte Dolomit mit der *Avicula caudata* in der Val Averto.
3) Ein großer Kalkblock vom Westabhang der Forzella oberhalb Zánnon, wesentlich voll von *Cruratula carinthiaca.*
4) Kleinere Blöcke aus dem Schutt der Forzella.

Vereinzelte, ganz sporadisch auftretende Fossilien, meist Gastropoden. fanden sich an verschiedenen Stellen.

Wichtiger waren natürlich die anstehenden Fossilfunde. Davon wäre in erster Linie zu nennen der Fundpunkt auf der Ostspitze des Latemar, nicht weit vom Signal entfernt. Überraschend ist hier vor allen Dingen die große Mannigfaltigkeit der Formen, und zwar in der Weise, daß jede Spezies nur in verhältnismäßig geringer Individuenzahl auftritt. Auffallend ist dabei die zwergenhafte Ausbildung der Individuen, die an St. Cassianer Verhältnisse erinnert. Vorwiegend vertreten sind Brachiopoden,

Gastropoden und Lamellibranchiaten, Cephalopoden treten ganz zurück.

Das Auftreten ist nesterartig; auf einem ganz geringen Raum, von kaum einem Kubikfuß, drängen sich hunderte von Individuen dicht aneinander. Die meisten Formen sind sehr fein skulpiert und differenziert, so daß die Bearbeitung zum größten Teil neue Formen, aber aus bekannten Kreisen ergab. Die Farbe der Fossilien ist rein weiß, die Skulptur bis in die feinsten Einzelheiten erhalten; nur sind infolge des massenhaften Auftretens bei einem so beschränkten Raum viele Schalen lädiert. Die Schlösser der Lamellibranchiaten und Brachiopoden ließen sich leider nicht präparieren.

Des weiteren fand sich anstehendes Material auf dem Gipfel der Forzella, direkt unterhalb des Signales. Hier liegt eine Lumachelle, einzig gebildet aus den Schalen zweier Lamellibranchiaten, einer *Daonella Tommasii* nov. sp. ex. aff. *paucicostatae* TORNQU. und der kleinen *Damesiella torulosa* TORNQU. Man ist versucht in diesem Falle an eine Art Symbiose beider Muscheln zu denken. Bemerkenswert ist, daß *Daonella paucicostata,* sowie die *Damesiella torulosa* bis jetzt nur aus den „Nodosusschichten" (TORNQU.) des Vicentin bekannt sind. Ein dritter Fossilfundort von der Viézzena konnte bis jetzt noch nicht näher untersucht werden.

Seit langer Zeit bekannt sind die Latemarfossilien zwischen Forno und Mezzavalle. Leider sind es hier nur lose Blöcke, die die Cephalopodenfauna enthalten. Ich habe mich vergeblich bemüht, das Anstehende derselben aufzufinden. Petrographisch gleichen die Kalke ganz und gar den Latemarkalken von den Abhängen des Cávignon, in denen sich auch ab und zu ein Fossil, aber nie die charakteristische Fauna der Fornoer Blöcke fand. Ich hebe dies besonders hervor, da mir von anderer Seite der Verdacht geäußert wurde, die Blöcke könnten, bei der auffälligen Übereinstimmung der Formen, von der Marmolata her transportiert sein. Ich habe eine ganze Reihe der Blöcke untersucht, darnach scheint es mir, daß dieselben alle von einem oder einigen wenigen großen Blöcken stammen, die glazial aus dem Val Sordakessel transportiert worden sind, oder von den Ausläufern des Cávignon direkt stammen. Das Auftreten der Cephalopoden ist auch hier nicht Schicht-, sondern Nesterweise, was sich an einem großen Block feststellen ließ. Daraus erklärt sich wohl auch, daß das Auffinden des Anstehenden bisher nicht geglückt ist. Die Forno-Fossilien, da zum großen Teil schon früher beschrieben, wurden nicht mehr untersucht, dagegen

gelangten zur Bearbeitung die losen Blöcke von 2 und 3, sowie die Fossilien vom Latemar und der Forzella mit Ausnahme der Gastropoden, die später noch bearbeitet werden sollen.

Des massenhaften Auftretens von Diploporen im Dolomit wurde schon gedacht, auch im Kalk treten sie häufig auf. Es hat ganz den Anschein, als ob auch sie, ähnlich wie die Fossilien, zu Nestern zusammengeschwemmt worden seien, da sich neben Blöcken, die selbst im frischen Bruch die Diploporen zahlreich aufweisen, andere Blöcke finden, die auch im angewitterten Zustande keine erkennen lassen.[1]) Es scheint mir dieses Verhalten besonders wichtig im Hinblick auf die Hypothese,[2]) daß die großen Tiroler Kalk- und Dolomitmassen in erster Linie den Anhäufungen von Diploporen ihre Existenz verdanken. Gewiß mögen diese an einzelnen Stellen gesteinsbildend auftreten, auch auf größere Strecken hin, doch möchte ich ihnen die wesentliche Bedeutung, die SALOMON ihnen giebt, nicht zuschreiben. Vor allem nicht für die Entstehung der Kalke des Latemar und der Forzella. Vielmehr tritt hier ein anderer Körper stellenweise in überwältigender Verbreitung auf, die Evinospongie, die ich mit STOPPANI, ROTHPLETZ und SALOMON für Organismen halte. An einigen Stellen, z. B. am Pizzancae, besteht der graue Kalk wesentlich aus ihnen. Auch im weißen Latemarkalk treten sie auf, hier besonders schön entwickelt. Diploporen können zusammen mit ihnen vorkommen. Dagegen fand ich in den Evinospongienblöcken nie ein anderes Fossil, gleichsam als ob die Evinospongien allen anderen Organismen mit Ausnahme der Diploporen die Existenzbedingungen geraubt hätten.[3]) Eine korallogene Entstehung der Kalke und Dolomite möchte ich aus denselben Gründen, wie ROTHPLETZ und SALOMON sie anführen, von vornherein ausschließen. Unter den vielen Stücken, die ich aufgelesen und untersucht habe, fanden sich im ganzen nur zwei recht kümmerliche Fragmente von Korallen. Ich glaube daher, daß den Evinospongien wenigstens eine ähnliche Rolle bei der Bildung unserer Kalk-Dolomitmassen zuzuschreiben ist, wie den Diploporen.

---

[1]) Herr Prof. SALOMON sprach mir gegenüber Bedenken an der Richtigkeit dieser Auffassung aus. Er glaubt, daß sich weder bei den übrigen Fossilien noch bei den Diploporen das nesterartige Auftreten durch Zusammenschwemmung erklären lasse.

[2]) Vergl. SALOMON: 1895.

[3]) Auch SALOMON wies 1895 S. 24 auf die starke Beteiligung der Evinospongien an dem Aufbau der alpinen triadischen Kalke hin: „Jedenfalls setzen sie einen ganz wesentlichen Teil der Lommeli-Kalke und -Dolomite zusammen.“

Das Alter der Kalke und Dolomite.

Eine Altersbestimmung unserer Kalke und Dolomite bietet insofern große Schwierigkeiten, als nur die wenigsten Formen auch in anderen bekannten Horizonten auftreten. Um einen Vergleich zu bekommen, habe ich daher sämtliche mit „cf.“ oder „ex. aff.“ bezeichnete Formen mit berücksichtigen müssen. Da aus den besprochenen Gründen eine Gliederung der Dolomit-Kalkmasse nicht möglich war, so sind in der nebenstehenden Tabelle die Fossilien der verschiedenen Fundorte gemeinsam aufgeführt worden, doch nehmen diejenigen des Latemar-Ostgipfels an Zahl weitaus den größten Platz ein.

Als indifferente Formen und solche, die für die Altersbestimmung unwesentlich sind, müssen ausgeschaltet werden: die beiden Megaphylliten, die *Spirigera trigonella*, sowie der *Pecten discites.* Die in der nebenstehenden Tabelle angeführten Horizonte können nun so zusammengefaßt werden, daß 1—4 einer unteren Abteilung der mittleren Trias, etwa bis zum oberen Muschelkalk entspricht. 5—10 umfaßt die Horizonte bis zu den Raibler Schichten, also im wesentlichen die Ladinische Stufe Bittners, während die obere Trias in zwei, dem Alter nach verschiedenen Gruppen, 11 und 12, sowie 13 und 14 in der Tabelle vertreten ist. Bezeichnen wir die 4 Gruppen dem Alter nach als a, b, c und d, so ist das Verhältnis dieser Gruppen in Bezug auf die Häufigkeit der in ihnen wiederkehrenden Formen der Predazzaner Kalkmassen = 3 : 13 (14) : 4 : 7. Es macht sich also ein ganz entschiedenes Hervortreten der Ladinischen Gruppe bemerkbar. Für die Latemarfundstelle allein berechnet, würde das Verhältnis sein: 2 : 11 (12) : 2 : 4, also ein noch stärkeres Hervortreten der Ladinischen Stufe.

Es weist dieses Resultat jedenfalls auf ein mitteltriadisches Alter der Kalk-Dolomitmassen, entsprechend der Ladinischen Stufe, hin. Die Parallelisierung speziell mit einer der zum Vergleich herangezogenen Schichten ist nicht möglich, dagegen sind Übergänge zu denselben vorhanden, sowohl zu jüngeren als älteren. Ein ähnliches Resultat hat neuerdings Broili für die Pachycardientuffe der Seißer Alp erhalten, die ja als heteropische, gleichalterige Gebilde des Schlerndolomits und somit wohl überhaupt der Südtiroler Kalk-Dolomitmassen vom „Wengener Alter“ aufzufassen sind.

Buchensteiner Schichten.

Die mit einander so sehr in Widerspruch stehenden Resultate, zu denen Salomon auf der einen, Kittl auf der anderen Seite bei ihren Untersuchungen über das Alter des Marmolatakalkes

	Muschelkalk	Ung. Recoarokalk	Sturia- Trinodosus- } Kalk (Tornquist)	Nodosus-Kalk	Marmolata-Kalk	Esino-Kalk	Weng. Schichten	Pachycardientuffe	St. Cassian	Partnach Schichten	Karnisch (Rötelst.) Aonoides. Raibler Sch.	Cardita-Schichten	Hallstätt. Kalk	Dachsteinkalk	Fundort.
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	
Cephalopoda.															
Arpadites ex. aff. *Arpadis*							+								Latemar
Arpadites ind. ex. aff. *Szabói*.							+								"
Megaphyllites ex. aff. *Jarbas-Sandalinus*			+						+		+				"
Megaph. ex. aff. *insectum-humile* . .											+		+		Lat. u. Forzella
Verwandte Form. d. *Cerat. Rombergi* n. sp.			+	+											Latemar
Brachiopoda.															
Spirigera trigonella .	+													+	Latemar
Spirigera Wissmanni								+	+	+	+	+		+	"
Rhynchonella cf. *bajuvarica*										+					"
Rh. ex. aff. *lycodon* .								(+)	(+)						"
Rh. cf. *Attilina* . .		+													"
Spiriferina ex. aff. *piae* var. *dinaricae* . .	+				+										"
Waldheimia cfr. *conspicua*														+	"
Cruratula Beyrichii .													+		Forzella
Cruratula carinthiaca									+		+		+		Forzella
Cruratula faucensis .													+		Forzella
Lamellibranchiata.															
Daonella ex. aff. *paucicostatae*				+											Forzella
Posidonomya obliqua .													+		Latemar
Pecten discites . . .	+				+	+									"
Pecten interstriatus .									+						"
Pecten Broilii nov. sp.								+							"
Avicula cf. *arcoidea* .									+						"
Avicula ex. aff. *concinnae*													+		"
Lima Telleri u. *paulula*					+	+						+			Forzella
Lima cf. *alternans* .									+						Latemar
Cucull. ex. aff. *seisianae*								+							"
Cucullaea cf. *impressa*								+	+						"
Damesiella torulosa .				+											Forzella
Gervillia cf. *angusta*									+		+				Latemar
. . . .	3	1	2	3	3	2	2	4(5)	8(9)	2	5	2	6	3	
Indifferente Formen	2		1		1	1			1		2		1	1	
Summe	1	1	1	3	2	1	2	4(5)	7(8)	2	3	2	5	2	
In Gruppen zusammengef.			6					18 (20)			5		7		
Nach Abzug der in einer Gruppe mehrfach gezählten Formen . . .			3					13 (14)			4		7		

gekommen waren, veranlassen mich, genauer auf die sog. „Buchensteiner Schichten“ einzugehen, obwohl diese im Gebiet von Predazzo kaum eine Rolle spielen.

SALOMON hatte auf Grund seiner Untersuchungen an Ort und Stelle nachgewiesen, daß die Buchensteiner Schichten in gleicher petrographischer Beschaffenheit sich vom Buchenstein bis zur Marmolata hinüberziehen und hier das Liegende des weißen Marmolatakalkes bilden. KITTL dagegen kommt auf Grund seiner rein paläontologischen Untersuchungen zu dem Schluß, daß die Buchensteiner Schichten im Marmolatakalk mit vertreten sind. Der Gegensatz beider Anschauungen ist um so merkwürdiger, als beide Autoren scheinbar den direkten Beweis für ihre Behauptung liefern. Man wird zwar dem paläontologischen Altersbeweis den Vorzug vor dem rein petrographischen einräumen müssen, namentlich dort, wo die fraglichen Gebiete weiter von einander getrennt sind. Die Marmolata liegt aber in so unmittelbarer Nähe des Buchensteins, daß dieser Vorzug keine Bedeutung behält. Die Lösung dieses Widerspruches ist für die ganze Altersfrage der großen Südtiroler Kalkmassen (Marmolata, Latemar, Esinokalk) von Bedeutung. Sie gipfelt in den Fragen: 1. treten Schichten von der petrographischen Beschaffenheit der Buchensteiner Schichten des Buchensteins nur in einem bestimmten stratigraphischen Niveau innerhalb der südlichen Ostalpen auf und 2. gibt es eine für diese Schichten charakteristische Fauna?

Wie ich im Laufe der Untersuchung sah, kommt TORNQUIST[1]) aus denselben Gründen zu der ähnlichen Frage: „Sind die Knollenkalke mit *Protrachyceras Reitzi* in Judikarien wirklich die „Buchensteiner Schichten“, welche bei Buchenstein keine Ammoniten geliefert haben?“ Doch geht TORNQUIST auf dieses Problem nicht weiter ein. Die Lösung desselben mußte vornehmlich in einer Durcharbeitung der Litteratur seit Aufstellung der Buchensteiner Schichten durch v. RICHTHOFEN liegen, die nachstehende Resultate ergeben hat.

v. RICHTHOFEN[2]) gibt an, daß die Buchensteiner Schichten paläontologisch nur durch wenige Formen charakterisiert seien: *Ammonites globosus* und *Halobia Lommeli*, also zwei Fossilien, die in der damaligen Fassung für eine engere stratigraphische Gliederung unbrauchbar sind. Seine Charakteristik stützt sich im wesentlichen auf petrographische Merkmale. Von ihrer Verbreitung heißt es: „Vom Buchenstein selbst ziehen sich Buchensteiner Schichten über Pieve durch das Livinalongo, andererseits in ununterbrochener Linie über Colle di St. Lucia in die Costalonga und von dort

[1]) Vicent. Triasgeb. 1901.
[2]) 1860.

in's venezianische Gebiet. Von den genannten Orten erstreckt sich das Verbreitungsgebiet über den gesamten nördlichen Teil des Tuffplateaus allenthalben unmittelbar über dem Mendoladolomit."

1868 erwähnt STUR „Buchensteiner Schichten" an der Solschiada (Gröden), sowie aus der Pufler Schlucht: Knollenkalke mit „*Ceratites binodosus*" und „*Halobia Sturi*" und identifiziert sie nach den Petrefakten mit dem Reiflinger Kalk.

In den beiden nächsten Jahren veröffentlicht dann MOJSISOVICS[1]) eine genauere Untersuchung über die Gliederung der Trias in den Ostalpen und bespricht 1870 die von STUR gesammelten Cephalopoden. Er kommt zu dem Resultat, daß die Buchensteiner Kalke den Pötschen-Kalken des Salzkammergutes entsprechen. Diese Identifizierung beschränkt sich nicht nur auf das gemeinsame Vorkommen der häufigsten Cephalopodenart, des *Arcestes tridentinus*, sondern auch auf die charakteristische petrographische Beschaffenheit der Schicht und die Erhaltungsweise der Fossilien. Weiter wird dann gezeigt (S. 102), daß die Stellung der Buchensteiner Schichten und des Pötschen-Kalkes zu den tieferen Schichten eine ganz analoge ist, wie die der Kalke mit *Arcestes tridentinus* im Bakonywalde; dann heißt es: „*Arcestes tridentinus* kann geradezu als Leitfossil für eine bestimmte Abteilung der oenischen Gruppe betrachtet werden, welche in den Nordalpen durch die Pötschen-Kalke, in den Südalpen durch die Buchensteiner Schichten vertreten ist." Dann bei Besprechung des *Arcestes tridentinus* hebt MOJSISOVICS nochmals hervor, daß die „verschiedenen Altersstufen angehörigen Exemplare des *Arc. tridentinus* aus dem Bakonywalde gestatten, die Art mit Sicherheit in den Buchensteiner Kalken RICHTHOFENS, sowie in den Pötschen-Kalken des Salzkammergutes wieder zu erkennen".

Wohl am wichtigsten für die Beurteilung der Buchensteiner Schichten und „ihrer" Fauna ist die Arbeit von BÖCKH über die „geologischen Verhältnisse des südlichen Teiles des Bakony"[2]). Zwischen dem Kalk mit *Arcestes Studeri* (also Muschelkalk!) und dem Kalk mit *Arcestes tridentinus* liegt kieselreicher, gelblicher oder grauer Kalk; dieser ist „häufig durch grünliche Mergel überzogen, enthält öfter selbst grüne Flecke und Punkte". Zusammen damit finden sich dunkelfarbige, hornsteinreiche, plattflächige Kalke. Die Fauna dieser Schichten ist scharf abweichend und getrennt von der des *Arcestes Studeri* und der des *Arcestes tridentinus*. Es stammen aus diesen Schichten (Sch. d. „*Ceratites Reitzi*"):

[1]) 1869, 1870.
[2]) 1878 S. 86.

„*Arcestes bathyolcus* Böckh,
Arcestes angusteumbilicatus Böckh,
Ceratites Reitzi Böckh,
Ceratites Zalaensis Böckh."

dann heißt es wörtlich weiter: wir wissen, daß „wie Bergrat Mojsisovics gezeigt, die roten Kalke des Bakony mit *Arcestes tridentinus* dem Pötschen-Kalk des Salzkammergutes, sowie dem Südtiroler Buchensteiner Kalk entsprechen. Es können daher zum Vergleich nur jene Schichten herangezogen werden, welche zwischen dem Reiflinger Kalk und dem Kalk mit *Arc. Tridentinus* gelagert sind." Böckh stellt sie infolge dieser Betrachtung und wegen des Auftretens „grüner Einschlüsse" im *Reitzi*-Kalk zur Basis der Oenischen Stufe; denn Mojsisovics erwähnt aus diesem Horizont in den Norischen Alpen gleichfalls „grüne glaukonitische Einschlüsse"; das letztere Analogon ist jedenfalls sehr zweideutig und unsicher. Es folgt dann S. 88 die Besprechung der *Tridentinus*-Kalke = Buchensteiner Kalk = Pötschen-Kalk. Es ist ein roter, meist sehr hornsteinreicher Kalk, in dem der Hornstein gleichfalls rote Farbe zeigt. Aus diesem *Tridentinus*-Kalk werden aufgezählt:

Trachyceras cf. *Archelaus*,
„ *pseudoarchelaus*,
Phylloceras Böckhi,
Orthoceras sp.,
Halobia Lommeli,
Arcestes tridentinus,
„ *pannonicus*,
Ammonites Arpadis,
„ *Szaboi*,
Trachyceras Bakonicum.

Schon in den nächsten beiden Jahren erfährt diese Gleichstellung eine Änderung. Ich zitiere zunächst eine Bemerkung von Mojsisovics aus dem Jahrbuch der K. K. geolog. Reichsanstalt 1873 (S. 432): daß es „vorläufig noch zweifelhaft ist, ob alle die Hornstein- und Knollenkalke, auf welche die Bezeichnung „Buchensteiner Kalk" angewendet worden ist, mit den paläontologisch, wenn auch noch sehr dürftig charakterisierten Bildungen des Grödner Tales zusammenfallen, welche im Normalprofil der Pufler Schlucht von v. Richthofen Buchensteiner Kalk genannt wurden." Diese „sehr dürftige" Charakterisierung erstreckt sich im wesentlichen auf einen „*Trachyceras* cf. *Reitzi*", der jedoch mit dem eigentlichen *Trach. Reitzi* nicht in allen Punkten übereinstimmt. Auf Grund eben dieses *Trach.* cf. *Reitzi* wird nun (S. 433) die Parallelisierung der Buchensteiner Schichten aus dem Grödner

Tal mit den *Reitzi*-Kalken des Bakony vorgenommen, und im gleichen Satze finden wir jetzt *Arcestes tridentinus* als Leitfossil für die hangenden Schichten der Buchensteiner Kalke, für die Wengener Schichten angeführt.

Diese neuen, von Mojsisovics vorgenommenen Verschiebungen wiederholen sich dann im nächsten Jahre[1]. Der Kalk mit *Arcestes tridentinus* wird als gleichbedeutend mit den Wengener Schichten zitiert (S. 90, 103), und es wird nochmals auf Grund des obenerwähnten *Trach.* cf. *Reitzi* die Vermutung ausgesprochen, daß der *Reitzi*-Kalk des Bakony identisch sei mit dem Buchensteiner Kalk des Grödner-Tales, der auch in seinen Lagerungsverhältnissen Ähnlichkeiten mit jenen aufweist. Es mag hier noch Erwähnung finden, daß in der gleichen Arbeit (S. 120) Mojsisovics seine frühere Parallelisierung der Buchensteiner Schichten mit den Pötschen-Kalken für einen Irrtum erklärt, und zwar stellt er letzteren jetzt in die „norische" Abteilung der Hallstätter Kalke.

Bis zum Jahre 1879[2] ist der vorbesprochene Wechsel in der Auffassung von Mojsisovics definitiv vollzogen, ohne daß ich eine weitere Erklärung dafür gefunden hätte. *Arcestes tridentinus* und die übrigen von Böckh aus seinem *Tridentinus*-Buchensteiner Kalk zitierten Cephalopoden werden als charakteristische Fauna der Wengener Schichten aufgezählt, statt dessen figuriert nun die Fauna der *Reitzi*-Kalke, zusammen mit einigen anderen Cephalopoden als die Fauna der Buchensteiner Kalke.

Ich habe diese von Mojsisovics gegebene Fossilliste der Buchensteiner Schichten auf Grund seiner „Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz" und späterer Funde von Bittner und z. T. auch von Tornquist ergänzt und die Fundorte dazu notiert. Die Daonellen, die Mojsisovics mit anführt, habe ich fortgelassen, da ihr Lager meist nicht genau mit dem der Buchensteiner Schichten übereinstimmt, sondern dicht darunter liegt; *Spiriferina Menzelii* aber und *Atractites Böckhi* können nicht als charakteristisch für eine bestimmte Zone gelten. So beschränke ich mich auf die Cephalopoden als die für die Parallelisierung wichtigsten Petrefakte. (s. S. 30.)

Das aus dieser Zusammenstellung sich ergebende Resultat ist überraschend. Aus dem Buchenstein oder auch nur seiner Nähe finden wir auch nicht einen einzigen Cephalopoden. Die nächstliegende Fundstelle von analoger petrographischer Beschaffenheit wäre Solschiada in Gröden und Wengen mit nur je einem sicheren und zwar demselben Cephalopoden, dem *Arcestes*

[1] 1874.
[2] Dolomit-Riffe.

	Buchenstein	Pufler Schlucht	Solschiada (Gröden)	Wengen	Bakony	Judicarien	Vicentin	Marmolatakalk	Weitere Fundorte oder Angabe der Zone nach Mojsisovics
Arcestes trompianus .		+	+	+		+			
„ *cimmensis* . .						+			
„ *marchenanus* .						+			
Joannites trilabiatus .					+				
„ *bathyolcus* .					+				Krain.
Hungarites Mojsisovicsi					+		+		
„ *costosus* . .					+				
„ *sagorensis* .									Krain mutmaßl. Zone d. *Trach. Reitzi*.
Norites aff. *grudolis* .									Zone d. *Cerat. trinodosus*. „ „ *Trach. Reitzi*
Megaph. oenipontanus									Zone d. *Trach. Archelaus* (?) Zone d. *Trach. Reitzi* v. Idria
Ptychites angusteumbilicatus					+	+		+	
Longobardites Zsigmondyi					+				
Monophyllites cf. *wengensis*		+							Zone d. *Trach. Reitzi* „ „ *Trach. Archelaus*
Arpadites aff. *Arpadis*						+	+		Zone d. *Trach. Archelaus* „ d. *Trach. Reitzi*.
„ *trettensis* .							+		
„ *Liepoldti* .					+				
Trachyceras Curionii .		+				+	+		
„ *chiensense* .						+			
„ *Reitzi* . .		+			+	+		+	Idria
„ *margaritosum* .						+	+		Caprile i. Bänderkk. d. Buchenst. Sch. b. Colle di St. Lucia cf. Richthofen.
„ *recubariense*						+	+	+	Monte Cislon.
Ceratites Böckhi . .					+	+			
„ *felsoe-orsense*					+	+			
„ *hungaricus* .					+	+			
„ *Zezianus* . .					+	+			
„ *Hantkeni* . .			+ (?)		+	+			

trompianus, auf dessen Auftreten bei seiner nahen Verwandtschaft[1]) mit älteren und jüngeren Formen nicht so viel Wert gelegt werden kann. Dann erst folgen die Buchensteiner Schichten aus der Pufler Schlucht mit 4 Cephalopoden, darunter wieder der eben angeführte *Arcestes trompianus* und *Monophyllites* cf. *wengensis*, der gleichfalls keine Bedeutung hat, da er nach Mojsisovics sowohl in der Zone des *Trach. Reitzi*, als in der des *Trach. Archelaus* auftritt; die beiden anderen sind *Trach. Curionii* und *Reitzi*. Es geht aus der Arbeit leider nicht hervor, ob dies „*Trachyceras Reitzi*“ dasselbe Stück ist, das derselbe Autor früher als „cfr. *Reitzi*“ bezeichnete und von dem er hervorhob, daß es „mit dem *Reitzi* nicht in allen Punkten übereinstimmt.“ Bei der Fundortangabe des *Trach. Reitzi* von 1882 figuriert jedenfalls nur ein einziges Exemplar aus der Pufler Schlucht.

Es ergiebt sich also Folgendes: Obwohl Mojsisovics selbst die Möglichkeit erkannt hat, daß nicht alle diese bisher als „Buchensteiner Schichten“ bekannten knolligen Kalke wirklich zu ein und demselben Horizont gehören, faßt er doch 1879 alle diese „Buchensteiner Kalke wieder zusammen und vereinigt sie auf Grund eines nicht völlig identifizierten „*Trachyceras Reitzi*“ und eines *Trach. Curionii* mit den *Reitzi*-Kalken des Bakony; er vernachlässigt dabei ganz, daß Böckh diese *Reitzi*-Kalke ja unter seine „Buchensteiner Schichten“ = „*Tridentinus*“-Kalke gestellt hat. *Arcestes tridentinus* aber, der noch 1870 als „Leitfossil“ der Buchensteiner Schichten figuriert, ist jetzt Leitfossil der Wengener Schichten, wie denn auch 1882[2]) als Fundort dieses Arcesten stets die Zone des *Trach. Archelaus* angegeben wird. Es ist dabei höchst sonderbar, daß die 1870 S. 104 aus „grauen hornsteinführenden knolligen Kalksteinen (Buchensteiner Kalk)“ zitierten drei Exemplare von *Arcestes tridentinus* von Solschedia verschwunden sind, sie finden sich weder bei der Fundortangabe des *Joannites tridentinus* noch bei der des *Arcestes subtridentinus* noch sonst bei einem der besprochenen Arcesten und Joanniten.

Andererseits geht aus der Tabelle aber deutlich hervor, daß wir offenbar einen gemeinsamen, gut charakterisierten Horizont im Bakony, in Judikarien und im Vicentin haben, indem Judikarien mit dem Bakony 6, mit dem Vicentin 4 Cephalopoden gemeinsam hat und zwar lauter charakteristische Formen, keine Arcesten.

In Wirklichkeit fehlt also jeder Anhaltspunkt dafür, die im nördlichen und östlichen Südtirol auftretenden, von v. Richthofen

---

[1]) *Arcestes extralabiatus* (Zone d. *Cerat. trinodosus*), *Arcestes subtridentinus* (Zone d. *Trach. Archelaus*).

[2]) 1882. Abhandl.

zuerst als Buchensteiner Schichten bezeichneten Kalke mit den *Reitzi*-Kalken des Bakony, des Vicentin und von Judikarien zu vereinigen. Höchstens könnte man auf Grund des Auftretens von *Trach. Curionii*, dessen Original vielleicht bei dieser Sachlage noch eine Nachprüfung verdiente, die Vermutung aussprechen, daß die Knollen- und Bänderkalke der Pufler-Schlucht mit den Reitzi-Kalken des Bakony identisch sind.

Drei Jahre vor dem Erscheinen der „Dolomitriffe" hatte Mojsisovics [1]) in Recoaro die Buchensteiner Schichten „unbedenklich" bestimmt auf Grund ihres petrographischen Charakters und eines von Beyrich gesammelten Fragmentes, welches mit *Trach. Reitzi* „nahe verwandt oder identisch ist". 1878 führte Lepsius, der die Buchensteiner Schichten des Vicentin aus eigener Anschauung kannte, diese in Judikarien ein, beruft sich dabei aber stets auf ihren petrographischen Charakter: Knollenkalke, Pietraverde, und in den oberen Abteilungen Hornsteinknollen. Bei Besprechung einer Fossilliste bemerkt dann Lepsius, daß *Ammonites tridentinus* für die untere Abteilung der Halobienschichten, den Buchensteiner Kalk, leitend sei. Wie wir gesehen haben, entspricht das der älteren Auffassung von Böckh und Mojsisovics, während letzterer das Fossil im nächsten Jahre als leitend für Wengener Schichten angiebt. Lepsius fährt dann fort „doch ist die Fauna beider Stufen" (Buchensteiner und hangende Halobien — Wengener Schichten) „überhaupt eine einheitliche, da die meisten Formen durch das ganze System der Halobienschichten hindurchgehen. . . . . deshalb habe ich auch die Schichtenreihe zwischen den Brachiopodenkalken [2]) und den Cassianer Tuffen unter dem bezeichnenden Namen der Halobienschichten zusammengelassen." Somit läßt Lepsius die Buchensteiner Sch. nur als petrographischen Horizont gelten, ohne ihm eine palaeontologisch-stratigraphische Selbstständigkeit zu geben. Bei Besprechung einzelner Profile wird dann später *Arcestes trompianus* und *marchenanus* aus diesen Schichten erwähnt.

Bittner bringt in seinen „Geologischen Aufnahmen in Judicarien" [3]) über die Buchensteiner Schichten im wesentlichen nichts neues. Er giebt eine Fossilliste aus ihnen, die zum großen Teile schon bei Lepsius enthalten ist, und die ich in der Tabelle berücksichtigt habe. *Arcestes tridentinus* [4]) wird aus den Wengener Daonellenschiefern angeführt.

---

[1]) 1876.
[2]) = Unt. Muschelkalk.
[3]) 1881 S. 255 und 1883.
[4]) 1881 S. 262.



Wichtiger ist dagegen, was BITTNER im Jahrbuch 1883 über die Buchensteiner Schichten von Recoaro sagt. Er bespricht diese im wesentlichen im Anschluß an MOJSISOVICS und betont den petrographischen Charakter. Die Fossilien sind gleichfalls in der vorstehenden Tabelle schon berücksichtigt. S. 600 heißt es dann: „Nach der Parallelisierung der liegenden Schichten kommt man dann ferner ganz naturgemäß dazu, in den zunächst überlagernden bunten Knollen- und Kieselkalken mit Pietraverde und anderen Tuffgesteinen eine exakte Vertretung der Buchensteiner Schichten zu erkennen." Auf S. 603 bespricht dann BITTNER die möglichen Einwände gegen seine Parallelisierung der Schichten von Recoaro und sagt dabei: „Man müßte in erster Linie die äußerst gewichtigen Einwürfe, die sich aus der Existenz von den Buchensteiner Schichten analogen Gebilden ergeben, aus dem Wege räumen. Etwa mit dem Hinweis darauf, daß eine Entwicklung von Kiesel- und Knollenkalken mit Pietraverde und der Fauna der Buchensteiner Kalke ja nicht an ein einziges Niveau gebunden zu sein braucht." ... „So wenig Wahrscheinlichkeit eine solche Deutung ... haben mag, so läßt sich dieselbe doch nicht einfach von der Hand weisen, und eine gewisse Berechtigung wird man derselben immerhin zugestehen müssen!" „Nun haben wir aber gerade gesehen, daß es in Wirklichkeit gar keine Fauna der „Buchensteiner Schichten" (sens. str.) vom Buchenstein und Umgebung gibt. Auf das petrographische Moment allein darf aber keine zu große Wichtigkeit gelegt werden.

Rekapitulieren wir diese Ausführung, so ergiebt sich klar, daß der Begriff der Buchensteiner Schichten eine rein lokale Bedeutung hat und zwar aufgestellt ist für ein System von Knollen- und Bänderkalken mit Kieselimprägnation, z. T. auch mit Zwischenlagen eines grünlichen Tuffes (Pietraverde) in dem östlichen Südtirol, soweit man diese Schichten in ununterbrochenem Zusammenhang vom Buchenstein aus verfolgen kann. Will man über dies Gebiet hinaus den Namen verwerten, so darf der Begriff der „Buchensteiner Schichten" nur ein petrographischer = facieller sein. Andererseits kennen wir aus dem Bakonywald, von Judikarien und aus dem Tretto einen bestimmten, durch Leitammoniten ausgezeichneten Horizont, den man ohne zwingende Gründe bislang mit den Buchensteiner Schichten parallelisiert hat. Der Name „Buchensteiner Schichten" ist für diesen Horizont aufzugeben und statt dessen eine Zonenbezeichnung einzuführen: Zone des *Trach. Reitzi*, *Curionii* und *recubariensis*. Hiermit ist die Lösung des eigenartigen Konfliktes an der Marmolata und der von TORNQUIST aufgeworfenen Frage gegeben. An der Basis der Marmolatakalke haben wir die typischen „Buchensteiner

Schichten“, in dem Marmolatakalk selbst aber die vorerwähnte Zone vertreten. Diese Trennung der früheren Buchensteiner Schichten in die Zone der *Trach. Reitzi-Curionii-recubariensis* und die Buchensteiner Schichten in der engeren Fassung als lokaler petrographischer Begriff schließt nicht aus, daß beide an irgend einem Punkte wirklich einmal zusammenfallen, vielleicht z. B. in der Pufler Schlucht.

Bei Predazzo fehlt ein durchgehender, petrographisch wohl charakterisierter Horizont von „Buchensteiner Schichten“, wie wir bei der Besprechung der massigen Dolomite und Kalke gesehen haben. An einzelnen Stellen ließen sich zwar Knollenkalke, auch Bänderkalke und -Dolomite beobachten, ihre Verbreitung aber ist nur eine lokale. Auch dieser Umstand spricht gegen die Bewertung der Buchensteiner Schichten als eines konstanten petrographischen Horizontes mit gleichbleibender Fauna. Denn bei der bisher angenommenen gleichförmigen Entwicklung der Buchensteiner Schichten über ein so großes Gebiet von Bakony bis zum westlichen Süd-Tirol ist es merkwürdig, daß innerhalb einzelner verhältnismäßig kleiner Gebiete ohne sichtbaren Grund diese konstanten Bildungen aussetzen sollten.

D. Tuffe und Laven von jung triadischem Alter.

Unterhalb des Agnellokopfes an der Treska und auf dem eigentlichen Dosso Capello-Gipfel entwickeln sich aus den obersten Wengener Kalken die eigenartigen Tuffbreccien, die zuerst von Doelter[1]) und Mojsisovics[2]) kurz beschrieben wurden und neuerdings von Romberg erhöhte Beachtung erfuhren. Diese Tuffe sind deutlich gebankt, teilweise fein geschichtet. Für sie charakteristisch ist ihre hellgrüne bis grüngraue Farbe und die zahlreichen Kalkeinschlüsse. Letztere wechseln von winzigen Dimensionen bis zu Kopfgröße und sind vorwiegend in den unteren Lagen enthalten, treten in den oberen zurück oder können ganz fehlen. Die Wichtigkeit, die Romberg diesen Tuffen für die Auffassung der Tektonik zugeschrieben hat, erwies sich als völlig berechtigt, wie sich aus dem folgenden Abschnitt ergeben wird.[3]) Außer von den obenerwähnten Punkten sind die

---

[1]) 1876.

[2]) 1879 S. 399.

[3]) Ein merkwürdiges, den Brockentuffen auffallend ähnliches Gestein, auf das mich Herr Dr. Romberg zuerst aufmerksam machte, findet sich in der Nähe des Mitterraußerlegers beim Karersee. Bei näherer Untersuchung erkennt man, daß es sich hier aber nicht um einen Tuff, sondern um ein grünlich verwitterndes, schwarzes Eruptiv-

grünen Tuffe schon seit längerem bekannt von Forno und von der Costa di Viézzena.

Über den Tuffen breiten sich die bekannten Laven des Agnello aus. Sie bilden als jüngstes Glied den Abschluß der triadischen Entwicklung im Gebiet von Predazzo. Über ihr genaues Alter läßt sich natürlich nichts sagen, vermutlich hängen sie zeitlich mit den mächtigen dunklen obertriadischen Ergußgesteinen des oberen Fassa und der Seißer Alp zusammen.

Frau Ogilvie Gordon hat in ihrer jüngsten Arbeit[1]) die dunklen lavaartigen Gesteine des oberen Fassa als Lagergänge aufgefaßt. Ich kenne die dortigen Verhältnisse nicht genau genug, um über die Richtigkeit dieser Auffassung ein Urteil abgeben zu können. Für die Gegend von Predazzo ist diese Auffassung nicht denkbar. Allerdings kommen auch hier Lagergänge vor, aber nur ganz untergeordnet. Die großen Melaphyr- und Porphyritmassen bei Predazzo müssen aber als echte Lavadecken aufgefaßt werden, da ja an ihrer Basis regelmäßig die vorbeschriebenen wohlgeschichteten grünen Tuffe auftreten, die mit Intrusionsbreccien nicht verwechselt werden dürfen; ganz abgesehen von den durch Romberg beschriebenen braunen Tuffen, die streckenweise zwischen den Melaphyren auftreten.

Was aber das Verhältnis der dunklen Laven zu den Predazzaner Tiefengesteinen betrifft, so möchte ich schon an dieser Stelle darauf hinweisen, daß ich auf Grund der tektonischen Untersuchungen zu demselben Resultat gekommen bin, wie z. T. schon Salomon, Brögger und Romberg, daß beide in keinem genetischen oder zeitlichen Zusammenhang miteinander stehen, daß vielmehr die Intrusion der Tiefengesteine von der Effusion der Laven durch Zeiten intensiver Gebirgsbewegung getrennt sind.

Mojsisovics schied auf seiner Karte die „Melaphyrmassen des Mulat, des Feudale u. s. w.“ als „unzweifelhafte Gangmassen“ von den „wirklich stromförmigen Augitporphyrmassen auf dem Gipfel des Mt. Agnello und des Cornon“, hält aber die letzteren für die gleichen, nur aus dem Eruptionsschlot ausgetretenen Bildungen, wie die anderen.

---

gestein handelt, das zahlreiche eckige Kalkfragmente, daneben auch Brocken von Quarzporphyr in sich schließt. Die Blöcke kommen aus einem der Risse des Latemarkalkes. Offenbar handelt es sich hier um ein dunkles, gangförmiges Gestein, das auf einer von Gesteinstrümmern (Reibungsprodukten) erfüllten Spalte emporgedrungen ist und das zertrümmerte Material umschlossen hat.

[1]) Ogilvie-Gordon 1902–03.

Einen Unterschied in dem geologischen Auftreten beider habe ich nicht finden können. Die „unzweifelhaften Gangmassen“ sind nach meinen Untersuchungen Teile der ursprünglichen Lavadecke, die an Verwerfungen in die Tiefe gesunken sind, wie sich in dem tektonischen Teil dieser Arbeit zeigen wird.

Dr. ROMBERG[1]) fand in den „Melaphyrmassen echte schwarzbraune Melaphyrtuffe“ an verschiedenen Punkten auf, eine Erscheinung, die unbedingt auf eine stromartige Entstehung der „Massen“ mit eingeschalteten Tufflagen hinweist.

Nach den neuesten Untersuchungen beteiligen sich wesentlich zwei Gesteinstypen an dem Aufbau der dunklen Laven: Melaphyr und Plagioklas-Augit-Porphyrit. Die Hoffnung, durch „sichere Bestimmung der einzelnen Sedimenthorizonte“ [2]) eine Entscheidung über die Altersbeziehungen beider Gesteine zu bekommen, hat sich leider nicht erfüllt. Für die Stratigraphie der Gegend von Predazzo dürfte dieselbe auch von keiner wesentlichen Bedeutung sein, zumal nach DOELTER[3]): Plagioklasporphyrite, basischere Augitporphyre und Melaphyre „alle durch Übergänge verbunden“ sind.

Tektonischer Teil.

(Vergleiche die Karte [Taf. I] 1 : 50000).

Die Untersuchung über die Tektonik des Schichtgebirges bei Predazzo hat eine Reihe neuer Resultate gezeitigt, die auch ein verändertes Bild von der Intrusion der Tiefengesteine und deren Verhältnis zu den Effusivgesteinen geben.

An dieser Stelle sollen nur die Störungen innerhalb oder an der Grenze des Sedimentär- bezw. Lavengebietes besprochen werden. Die in Gemeinschaft mit Herrn Dr. ROMBERG ausgeführten Untersuchungen über solche Störungen, die aus den Sedimenten in das eigentliche Eruptivgebiet hinübergreifen, können erst zusammen mit der gemeinsamen Karte in einer später erscheinenden Arbeit des Herrn Dr. ROMBERG publiziert werden.

Es stellte sich bei der Untersuchung heraus, daß der tektonische Aufbau viel komplizierter ist, als man nach den früheren Arbeiten glauben sollte. Was zunächst diese älteren Untersuchungen anbelangt, so hatte v. RICHTHOFEN keine speziellen Störungslinien aus der Predazzaner Umgegend angeführt; dagegen finden sich bei MOJSISOVICS genauere Angaben über wichtige

[1]) Predazzo 3, S. 11. Predazzo 1, 2, S. 12.
[2]) Predazzo 1—2, S. 6.
[3]) Führer 1903. Exkursion nach Predazzo, S. 5.

Verwerfungen und ihren Zusammenhang mit den Eruptivgesteinen. In der Val Sorda[1]) nimmt er einen Sprung an zwischen den Werfener Schichten, die oberhalb der Malga Val Sorda anstehen, und einem südlich abgesunkenen Gebirgsteil. Eingehender beschäftigt er sich mit der Satteljochstörung, an der seiner Ansicht nach das südliche Gebirge um 400—500 Meter abgesunken ist. Er hält diese Linie für die Fortsetzung der Viézzena-Verwerfung. Da diese Störung die Eruptiva des Mulatto scheinbar überspringt, also älter ist als diese, Mojsisovics auch sonst keine Spalte von größerer Wichtigkeit kennt, so erklärt er diese Linie als die „Fleimser Eruptivspalte“.

Gegen einen Zusammenhang der Viézzena- mit der Satteljochstörung sprach sich dann Reyer aus, der auf eine Verbindung der Satteljochstörung mit dem plötzlichen Abschneiden der Vardabescholle hinwies. Er sieht den Mulattorücken für die Haupteruptionsspalte an. Aus der Verbreitung gewisser bankiger Kalke und Feldspatsandsteine schließt Reyer des weiteren auf eine Verwerfung, die in ONO-Richtung die Malgola schneidet, mit Einsinken des Nordflügels. Eine weitere große Verwerfung setzt nach ihm NO durch das Viézzenagebiet, wobei der Nordflügel um ca. 1000 Meter sich gesenkt haben soll.

Huber beschränkt sich tektonisch auf die Wiedergabe der von Mojsisovics und Reyer gewonnenen Resultate. ohne etwas neues hinzuzufügen.

Das normale Profil durchschneidet man (cf. S. 9 ff) beim Aufstieg von Záunon durch die Val Averto und ihren oberen Teil, die Val bonetta zum Agnello, und zwar von den unteren Werfener Schichten an bis zu den Decklaven über den Wengener Kalken. Die Val Averto selber folgt einer Störung; denn während bei ihrer Ausmündung auf der Ostseite sich über einem unteren Dolomitsockel die bituminösen Bänderdolomite (S. 18) und darüber erst die Hauptmasse des Dolomits entwickeln, fehlen diese unteren Dolomitbildungen scheinbar auf dem Westabhang. In Wirklichkeit entspricht hier die westliche Dolomitmauer einer Verwerfungskluft, die zwischen ihr und den liegenden Schichten (Muschelkalk bezw. Werfener Schichten) hindurchgeht. In der Höhe der kleinen, durch die bituminösen Bänderdolomite hervorgerufenen Terrasse beobachtet man auf der Ostseite des Baches mehrere annähernd parallele Verwerfungen mit NNO Streichen; die Sprunghöhe an jeder einzelnen dieser Verwerfungen ist zwar nur gering, oft nur einen halben Meter, doch scheinen sie zahlreich zu sein und sich am Südabhang der Forzella gegen Predazzo

[1]) 1879 S. 383.

hin zu wiederholen. Ein großer Teil der schmalen Querrunsen dürfte ihnen entsprechen; bei der vielfach nur geringen Sprunghöhe und der Entwicklung großer Schottermassen ist ihr Verlauf im einzelnen nur schwer nachweisbar.

Die gleichen Querverwerfungen lassen sich dann weiter oben am Abhang der Forzella gegen die Val Averto in einer Höhe von ca. 2000 m verfolgen. Dort werden die Kalke durch eine ca. N 70—80 W laufende Verwerfung gestört, in der Art, daß die höheren, deutlich gebankten Kalke gegen die tieferen massigen absinken und eine deutliche, längs des Berges ziehende Terrasse bilden. Diese wird nun ihrerseits wieder durch die vorerwähnten Querverwerfungen in einzelne Schollen zerlegt. Von dem Berggrat westlich der Val Averto, vom Cornon, lassen sich diese Verhältnisse gut übersehen, so wie es nebenstehende Skizze Fig. 1 darstellt.

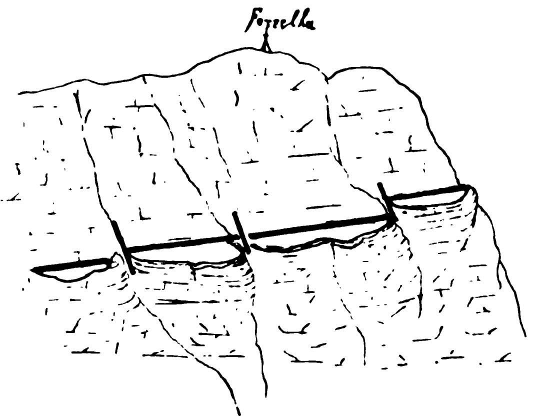


Fig. 1. Längs- u. Querverwerfungen an der Forzella.

Ein Verfolgen weiterer Störungen in dem Berggrate von der Forzella bis zum Agnello wird außerordentlich erschwert, bezw. unmöglich gemacht durch das Fehlen charakteristischer, leicht wiederzuerkennender Zwischenlagen; dazu kommt die stark entwickelte Klüftung, die von der Bankung des Gesteins nicht unterscheidbar ist. Ich glaube bestimmt, daß der Forzellastock noch von einer ganzen Reihe von Sprüngen durchsetzt wird, die den vorbeschriebenen parallel gehen, doch gelang mir der Nachweis im einzelnen nicht.

Kreisrunde, flache Bodenvertiefungen, die namentlich auf der Strecke vom Dosso Capello zur Forzella häufig auftreten und sich durch eine besondere Flora auszeichnen (Eisenhut und eine große schöne Distel), dürften nach Art der Dolinen entstanden

sein. Eine im Sommer eiskalte, im Winter wärmere Quelle am Westabhang des Dosso Capello, dicht unter dem Gipfel, weist auf eine Eisgrotte hin.

Beim Abstieg vom Agnello zur Treska, diesem eigentümlichen karähnlichen Kessel zwischen Agnello und Dosso Capello, passiert man die auf der Karte als V bezeichnete Verwerfung. Von dem höchsten Punkt der Treska (2180 m der Generalst.-K.) fallen die Lavamassen des Agnello gegen die westlich des Kartengebietes gelegene Val Stava hin in steilen Wänden ab, während neben ihnen gegen Norden zu mit einer schwachen Neigung der Kalk des Dosso Capello liegt. Etwas weiter südöstlich, ungefähr in gleicher Höhe, an der vorspringenden Nase des Agnello lagert die gleiche Dislokation den Kalk gegen die schwach nordgeneigten Tuffe.

Zum besseren Verständnis der jetzt zu beschreibenden tektonischen Verhältnisse wird es nötig sein, erst die auf der Karte als I und IV bezeichneten Linien ins Auge zu fassen. Diese folgen im wesentlichen der Grenze zwischen den dunklen Porphyrit-Melaphyrmassen und den Sedimenten des Dosso Capello-Forzellazuges resp. des Latemar. Bisher wurden diese Linien nie als tektonische aufgefaßt, man hielt sie vielmehr für den Rand des „alten Kraterschlundes", der bis oben hinauf mit den dunklen Gesteinen angefüllt wäre, oder man betrachtete die großen Lavamassen als „Gangmassen"[1]) von großer seitlicher Ausdehnung. Schon im stratigraphischen Teil habe ich darauf hingewiesen, daß die Erscheinungsform dieser Massen ganz die gleiche ist, wie die der Agnellolaven.

Eine geologische Trennung der dunklen Massen unterhalb des Dosso Capello gegen Predazzo von denjenigen zwischen Mt. Feudalo und Mezzavalle bezw. Forno erscheint durch nichts gerechtfertigt, ist auch bisher nie geschehen, wenn auch petrographisch eine solche denkbar ist. Bei Forno findet sich nun aber an verschiedenen Stellen das Liegende dieser Laven aufgeschlossen und zwar ganz analog wie am Agnello, zuerst die grünen Tuffe mit Kalkbrocken und darunter die Wengener Kalke.[2])
Ich glaube, daß diese Aufschlüsse direkt dafür beweisend sind, daß die gesamten dunklen Massen bei Predazzo, auch die des Mulatto, die oberste Decke eingebrochener Schollen darstellen. Vielleicht erscheint auf den ersten Blick die große Mächtigkeit dieser Porphyrit- und Melaphyrmassen, die am Mulatto bis zu

[1]) Mojsisovics 1879 S. 388. — Doelter 1903: Exkursion nach Predazzo, S. 9.
[2]) Herr Dr. Romberg hat die Tuffe hier bei Forno schon früher beschrieben und mich speziell auf sie aufmerksam gemacht.

einer Höhe von ca. 1000 m über dem Talboden reichen, dem zu widersprechen. Dagegen ist zu betonen, daß das Denudationsrelikt auf dem Aguellogipfel jetzt noch 2—300 m mächtig ist und daß eine Reihe von parallelen Brüchen, wie ich sie am Kalk der Forzella in kleinstem Maßstabe oben beschrieben habe, und daraus sich ergebendes staffelförmiges Absinken innerhalb der dunklen Massen leicht diese Mächtigkeit erklären. Im Einzelnen ließen sich diese Brüche nicht verfolgen, ihre Existenz verrät sich an zahlreichen Ruschelzonen und Harnischen im Porphyrit und Melaphyr; auf Figur 6 habe ich sie durch punktierte Linien angedeutet.

Die Scholle Mt. Feodale-Forno-Mezzavalle ist abgesunken an der Verwerfung IV (cf. Karte und Figur 6), in deren Verlängerung der Aufbruch des Predazzaner Granites längs des Avisio Flusses liegt. In dem südlichen Teil folgt ihr der Lauf des Vardabebaches. Infolgedessen sind hier die Aufschlüsse günstig. Von ca. 1200 m bis zur Höhe des Vardabeplateaus kommen hier übereinander die Schichten des Bellerophonkalkes, der unteren bis oberen Werfener Schichten neben den Melaphyr zu liegen; in der Nähe der Verwerfung sind diese dann meist stark gestört. Oberhalb der Quelle des Vardabebaches ca. 1700—1800 m läuft die Grenze in NNO-Richtung als deutlich im Terrain sich markierende Furche zwischen den Wengener Kalken und den Laven, bezw. ihren eingeschalteten Tuffen.[1]) Ich habe diese Störung bis in die Val Sorda[2]), über das sie hinwegsetzt, verfolgt. Von dem Südgehänge des Tales kann man ihr Fortstreichen in NNO-Richtung gut beobachten. Die Dislokation verläuft hier in einem kleinen linken Nebental der Val Sorda, der Val Sordáta. Westlich von dieser erheben sich die steilen Wände des Latemar, östlich die abgesunkenen dunklen Lavamassen des Toazzo mit dem liegenden Kalk. Noch weiter östlich sind die Toazzolaven von einer zweiten Verwerfung abgeschnitten, die wieder den Wengener Kalk neben sie lagert, so daß die Melaphyre grabenförmig eingesunken erscheinen. Diese zweite Toazzostörung ist vermutlich die Fortsetzung der später zu besprechenden Linie II.

Im einzelnen sind die Verhältnisse oberhalb Medil noch komplizierter, indem hier gleichzeitig Querstörungen durchlaufen, deren Untersuchung aber aus dem Rahmen dieser Arbeit fällt. Daß hier im Val Sorda Störungen auftreten, war Mojsisovics bereits bekannt, doch hat er diese nicht weiter untersucht.

Die Rolle der Verwerfung IV übernimmt für das Lavengebiet östlich des Dosso Capellozuges die Linie I. Leider ist

[1]) Diese sind nicht mit den grünen Grenztuffen zu verwechseln
[2]) Nördlich der Kartengrenze.

im Bereiche der hier abgesunkenen Scholle das Liegende der Laven, also Grenztuff und Kalk nicht mehr aufgeschlossen. Dafür erkennt man am SO.-Abhang des Dosso Capello ganz deutlich das scharfe Abschneiden der schwarzen Laven gegen den hellen Kalk, ähnlich wie in der Val Sordata. (vergl. Fig. 2

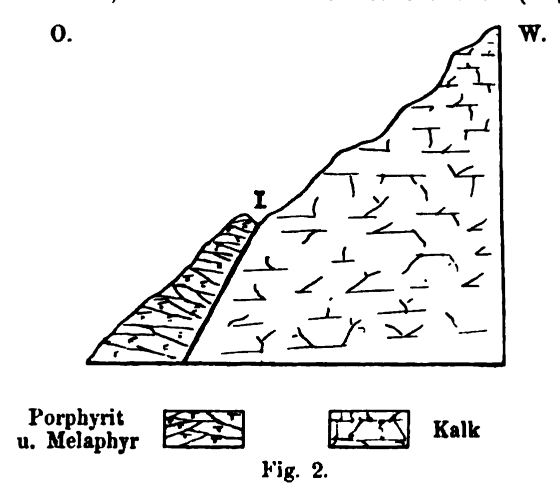


Fig. 2.

u. 6). Der Einwand könnte vielleicht gemacht werden, daß die Kalke hier, wie z. B. im obersten Tovo di Vena (vergl. Karte) gegen den Melaphyr kontakt-metamorph verändert sind, beide Gesteine also im Primärkontakt zu einander stehen, doch geht die Umkrystallisation hier von den Syeniten aus, die auf der Verwerfung emporgedrungen sind und ihre Apophysen in den Kalk und Melaphyr aussenden.

Mit Sicherheit läßt sich die Grenzlinie I. zwischen Kalk und Laven südlich verfolgen über Malga Sacína di Sopra bis in's obere Tovo di Vena; in diesem läuft sie abwärts, bis sich auch hier die granitisch körnigen Gesteine dazwischendrängen. In ähnlicher Weise treten direkt östlich des Dosso Capello die Syenite an den Kalk. Die alte Porphyritdecke ist an beiden Stellen durch Erosion vernichtet. Östlich, unterhalb des Punktes 2209 und des Satteljoches sind die Aufschlüsse sehr schlecht, das Terrain bis auf wenige Stellen von Matten bedeckt, doch läßt sich aus den herumliegenden Trümmern und den wenigen Aufschlüssen wohl die Fortsetzung der Verwerfung I. festlegen und zwar auch hier wieder als Grenze zwischen den Sedimenten und den Laven, bis zur Quelle der Val Bona[1]) zwischen 2100

[1]) Nördlichster Arm der Val Gardoné.

bis 2200. Der Porphyrit reicht mit einer spitzen Zunge in dieses Tal und ist vermutlich auch mit einem Bruch gegen die Sedimente auf der Nord-Ostseite des Tales abgeschnitten. (Auf der Karte gestrichelt.)

Oberhalb der Quelle wäre die Fortsetzung von Linie I. in dem Paßeinschnitt, der hinüber zum Meilenhaus und Reiterjoch führt, zu suchen; hier liegt sie innerhalb der Sedimente, und zwar liegen die Werfener Schichten an der Nord-Ostseite des Tales 300 m tiefer als auf der Südwestseite, wo sie unter dem schmalen zackigen Felsriegel aufgeschlossen sind, der vom Latemar gegen das Satteljoch vorragt.

Es mag an dieser Stelle gleich die Dislocation II. besprochen werden. Sie streicht durch die gegen Predazzo gerichtete Nase des Cávignon (Latemarkalk) und ruft hier die vom Satteljoch aus deutlich zu beobachtende Störung der Kalkbänke hervor. In der Val Bona verwirft sie den Kalk gegen die Werfener Schichten. Der Kalk ist gegen Westen abgesunken (vgl. Karte)[1]. In NO-Richtung streicht die Linie zur Val Sorda, im Terrain durch ein Trockental in ca. 2000 m Höhe markiert. Diese Störung ist deswegen von Bedeutung, weil in ihrer nördlichen Fortsetzung der östliche Toazzobruch, in der südlichen aber die Val Stava mit ihrer bedeutenden Störung liegt, die Mojsisovics in Verbindung mit der eigentlichen Satteljochstörung gebracht hatte.

Speziell die südlich des Satteljoches hindurchsetzende Störung III ist von Mojsisovics genauer untersucht und beschrieben worden. Beim Aufstieg von Predazzo zum Joch erkennt man schon aus der Ferne eigenartige, schräg verlaufende Runsen, die in den Hügel (2209 der Karte) zwischen Paß und Dosso Capello eingeschnitten sind. Sie entsprechen (vgl. Fig. 3)

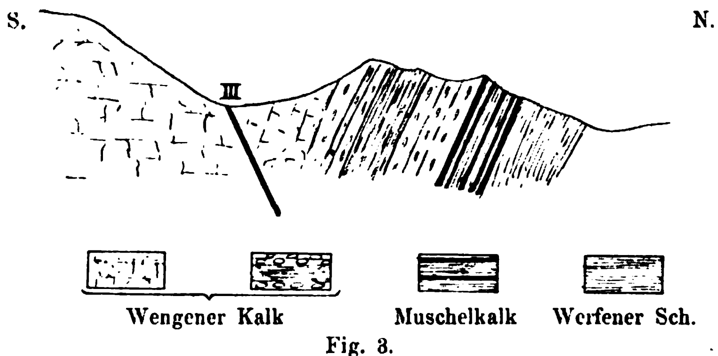


Fig. 3.

[1]) Der Umstand, daß auf der Karte an den Kreuzungsstellen von Verwerfungen niemals die eine die andere verschiebt, beruht nicht auf Beobachtung, sondern auf dem Fehlen von günstigen Aufschlüssen.

steil aufgerichteten Schichten des Muschelkalkes und der unteren Wengener Kalke. Mojsisovics hatte sie s. Zt. als eingeklemmte Scholle von Buchensteiner Schichten aufgefaßt und in seine Karte eingezeichnet. In Wirklichkeit liegen sie ganz konkordant auf den obersten Werfener Schichten. In großartiger Weise ist die steile Aufrichtung der Bänke am Westabhang des vorerwähnten Hügels, etwas unterhalb des Gipfels, in einer tief eingerissenen Schlucht aufgeschlossen. Hier stehen die obersten Werfener Schichten (Oolith-Dolomite) in den unteren Partien senkrecht, beim Ausstreichen biegen sie sich etwas gegen Nord, fallen also gegen S ein (vgl. Fig. 4). Ihr Streichen wurde gemessen zu

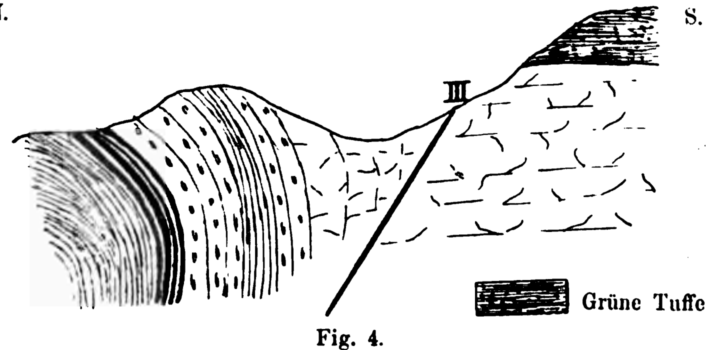


Fig. 4.

N60—70°O. Ein Porphyritgang scheint an diesem Aufschluß mit verworfen und aufgerichtet zu sein, wäre also älter als die Störung.

Etwas weiter südlich, hinter der Einsattelung zwischen Punkt 2209 und dem Dosso Capello, liegen die obersten Wengener Kalke und die grünen Tuffe in normaler Lagerung. Durch die Einsattelung selbst läuft die Störungsfläche. Nördlich des vorerwähnten Aufschlusses, gegen das Satteljoch, wird die Lagerung der gestörten Bänke und Schichten eine flachere, über dem Satteljoch drüben liegen die Werfener Schichten beinahe horizontal. Mojsisovics hatte diese „Satteljochstörung“ [1]) als Verwerfung aufgefaßt, an der der Südflügel gesunken sei. Nach meinen Feststellungen handelt es sich um eine Überschiebung aus N nach S, also des Latemar auf den Dosso Capellostock. Am Satteljoch selbst spricht hierfür nur die eigenartige Aufwölbung und Überkippung der Werfener Schichten und des Muschelkalkes, die beide der nördlichen Scholle (Latemarstock) angehören.

[1]) Nicht zu verwechseln mit der nördlich des Joches durchstreichenden Verwerfung II.

Die Beweise für die Überschiebung finden sich erst in der Fortsetzung derselben an günstigen Aufschlüssen südwestlich der Vardábescholle an der Grenze der abgesunkenen Laven gegen die Werfener Schichten. Hier erkennt man deutlich, daß die Werfener Schichten über die Laven geschoben sind. Wäre der Kontakt hier ein primärer, nach der alten Auffassung der Laven als eines Stockes oder riesigen Ganges, so sollte man vor allen Dingen bei der großen Masse des Porphyrits eine, wenigstens schwache Kontaktmetamorphose beobachten; diese fehlt aber vollkommen. Dagegen sind die überschobenen Sedimente, Bellerophon- und Werfener Schichten, stark aufgefaltet und zertrümmert, präexistierende Porphyrit- oder Melaphyrgänge mitgefaltet und gestört. Den besten Einblick in diese Verhältnisse bekommt man im Gardonétal, dort, wo die auf der Karte mit v. n. bezeichnete „Via nova" von Vardabe kommend in das Tal einmündet. Am östlichen Bachufer sind hier zwei gute Profile entblößt, das eine direkt an dem kleinen Stege, das andere wenige Meter talabwärts. In dem ersten Aufschluß sind die Bellerophon- und unteren Werfener Schichten stark gefaltet, ein Porphyritgang mit gepreßt und gestört. Das untere Profil zeigt die Sedimente scheinbar kaum gestört, weil man auf die Schichtköpfe sieht, dagegen ist deutlich ihre Auflagerung auf eine liegende Porphyritmasse wahrnehmbar. Romberg[1]) hatte diese als „Intrusionsmasse" aufgefaßt, die die konkordant darüber liegenden Kalke metamorphosiert. Auf einer gemeinsam unternommenen Tour konnten wir uns von dem Fehlen einer Kontaktmetamorphose überzeugen. Diesen Porphyrit aber als Lagergang oder Intrusivmasse aufzufassen, liegt nach meinem Dafürhalten kein Grund vor; liegende Sedimente, die allein eine solche Auffassung rechtfertigen würden, sind nirgends zu beobachten, vielmehr hängt hier der Porphyrit, soweit es die Aufschlüsse zu folgern gestatten, direkt mit dem übrigen Porphyrit weiter unterhalb und jenseits des Baches zusammen.

Im Verfolg der „Via nova" hören die Sedimente bald auf. Es folgt, durch einen Bruch getrennt, von neuem Porphyrit mit Sedimenteinschlüssen bis zu einem Felstor (bei ca 1370—1400 m), wo sich die gleichen Verhältnisse wie am Ausgang der Via nova wiederholen: auch hier Auffaltung und Aufbiegen der Werfener Schichten (Mittlere = Gastropoden-Oolithe) über den Melaphyr. Eine dritte Stelle, an der man die Überlagerung des Porphyrits durch die Werfener Schichten beobachten kann, liegt oberhalb des Punktes, wo bei 1300 m der Weg zum Satteljoch in weitem Bogen sich von dem Bache fortwendet, in einer steilen Runse des

[1]) Predazzo I. und II. S. 10.

östlichen Talgehänges. An der Grenze zwischen Porphyrit und Werfener Schichten fallen diese hier steil nördlich ein, würden also über den Porphyrit zu liegen kommen, ohne daß auch hier eine Spur von Kontaktmetamorphose zu sehen wäre.

Von dieser Stelle an bis zum Satteljoch sind die Aufschlüsse sehr schlecht, der genaue Lauf der Überschiebung daher nur annähernd festzustellen. Vielleicht bildet das sanfte Wiesengehänge gegen Val Gardoné, das aus Porphyrit besteht, die alte Überschiebungsebene; die überschobenen Sedimente wären dann bis auf wenige Partien, deren Anstehen überdies zweifelhaft ist, zerstört. Die Fortsetzung der Satteljochstörung von Vardabe weiter gegen Ost würde ursprünglich zu suchen sein zwischen den Sedimenten und dem Porphyrit, doch hat sich auch hier der Monzonit in der Fortsetzung des Monzonitaufbruches am Mulatto emporgedrängt, den ja schon Mojsisovics in ursächlichen Zusammenhang mit der Satteljochstörung gebracht hatte. Es liegen also die Verhältnisse ähnlich wie im unteren Tovo di Vena und südlich des Dosso Capello, wo auch die Tiefengesteine auf der Verwerfung zwischen Kalk und Porphyrit aufsteigen.

Die Satteljochstörung (III) ist ein neues Beispiel für jene tertiären Überschiebungen in den Dolomiten, die Salomon an der Marmolata und neuerdings Frau Ogilvie-Gordon am Monzoni nachgewiesen haben und die ihrer Streichrichtung nach zu dem System der Cima d'Asta-Überschiebungen gehören. Sie ist älter oder wenigstens gleichaltrig wie die Intrusion der Predazzaner Tiefengesteine, speziell des Monzonits und Syenits, die, wie ja gezeigt, auf ihr in die Höhe dringen. Ein weiterer interessanter Beleg für dieses Altersverhältnis bildet die vorbeschriebene Stelle in der Val Gardoné unterhalb der Via nova; dort setzt ein Syenitgang durch Porphyrit und Kalk, also quer durch die Überschiebungsfläche hindurch, ist somit unbedingt jünger als diese. Es ist dies umsomehr von Interesse, als die Cima d'Asta-Überschiebung ja jünger ist, als die dortige Granit-Intrusion.

Eine Begleiterscheinung dieser Hauptüberschiebung mag der erwähnte Bruch und die Wiederholung der Überschiebung in der Via nova sein, sowie eine Verwerfung in der Val Vardabe auf der rechten Talseite (1150—1200 m) zwischen Werfener Schichten südlich und Bellerophonkalk nördlich.

Mit dieser Nebenverwerfung, vielleicht auch mit der Hauptstörung ist jedenfalls die südliche Begrenzung der sog. Mezzavallescholle am linken Avisioufer in Verbindung zu bringen. Die Scholle selbst besteht, soweit sich feststellen ließ, aus Bellerophon-Schichten, die an dem aufdringenden Monzonit

metamorphosiert werden. Die nördliche Begrenzung dieser Scholle ist nicht aufgeschlossen; auch hier dürfte die Scholle durch einen Bruch gegen die Laven abgeschnitten sein.

Mojsisovics suchte die Fortsetzung der Überschiebung III westlich in der Val Stava. Ich habe weiter oben schon gezeigt, daß dieses Tal wohl mit einer anderen Linie in Verbindung zu bringen ist. Eher ist ihre Fortsetzung nördlich des Zangenberges (Lavaçé) zu suchen, wo die Karte von Mojsisovics den Grödner Sandstein und die Bellerophonkalke auskeilen läßt. Ich selbst habe diese Partie nicht untersucht.

Am rechten Avisioufer finden sich deutlich verfolgbare Störungen noch bei Forno, dort wo an der Straße nach Mezzavalle die für die Deutung der Laven so wichtigen grünen Grenztuffe auftreten. Hier ist die Kalkscholle mit den hangenden Tuffen und z. T. auch noch Laven an zwei Verwerfungen gegen die Hauptmasse der Melaphyre an einer ungefähr O—W verlaufenden Störung abgesunken, und diese kleine Scholle erfährt ihrerseits wieder eine Querzerreißung mit einer Sprunghöhe von ca. 30—40 m. Grade diese letztere Verwerfung läßt sich von der Straße aus gut beobachten (vgl. Fig. 5). Eine steile Geröllhalde führt hier

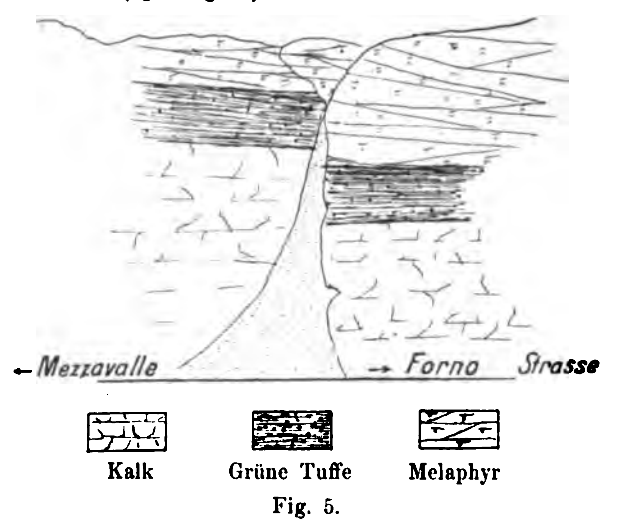


Fig. 5.

in die Höhe gegen den Wald. Südlich derselben, auch nördlich im Buschwerk, erkennt man deutlich den hellen Kalk in verschiedener Höhe, der nördliche gehört zum abgesunkenen Teil. Auf beiden Seiten folgen konkordant erst die grünen Tuffe, darüber die Laven.

Die beigegebenen Profile sind so gelegt, daß das eine (Fig. 7) vom Agnello längs des Gebirgskammes über den Dosso Capello und das Satteljoch zum Cávignon bezw. der Cima della Val Sorda läuft. Es schneidet an der Treska die Störung V. und zeigt zwischen Satteljoch und Dosso Capello die Überschiebung mit der Schleppung der Sedimente. Das Durchstreichen der Störung II. ließ sich im Terrain nicht genau feststellen, dürfte aber dicht hinter dem Satteljoch zu suchen sein. Kurz vor dem Steilanstieg zum Cávignongrat schneidet Linie I. das Profil.

Das zweite Profil (Fig. 6) geht gleichfalls vom Agnello aus, aber gegen ONO. Nach Passieren der Verwerfung V. setzt es quer über die abgesunkenen Laven hinüber zur Überschiebung 'der Vardabescholle. Schematisch wurden die, sicher innerhalb des Porphyrits auftretenden Brüche gestrichelt eingetragen. Die Vardabescholle, die sich als eine Mulde darstellt, wird ungefähr dort, wo die Malgen stehen, durchschnitten. Nach Passieren des großen Bruches IV. verläuft das Profil in den abgesunkenen Lavenmassen der Mezzavalle-Feodale-Scholle.

In ihrem Gesamtbild stellt also das Gebiet auf der rechten Avisioseite ein kompliziertes Bruchfeld dar, wesentlich gebildet von zwei Grabenbrüchen. Der eine Graben umfaßt das Gebiet östlich der großen Bruchlinie I bis zum Val Gardoné. Sie möge im Folgenden Sacinascholle genannt sein. Der zweite Graben liegt nordöstlich der Cávignon-Vardábescholle, die ihrerseits als Horst zwischen den beiden Gräben aufzufassen ist. Die Verhältnisse komplizieren sich dadurch, daß der die Sacina-Scholle östlich begrenzende Bruch zum größten Teil als Überschiebung ausgeprägt ist und sich oberhalb der Malga Gardoné in zwei Äste zu spalten scheint.

Auf der Malgóla hatte Reyer aus der Verbreitung kontaktmetamorpher Werfener Schichten (die er dem Muschelkalk zurechnete), gegenüber den unveränderten Werfener Schichten auf eine Störung geschlossen, die quer über den Gipfel läuft. Ich habe an einzelnen Stellen diese Vorwerfung bestätigen können, so z. B. etwas westlich unterhalb des Gipfels, und zwar direkt aus dem Aufbruch steilstehender Gastropoden-Oolithbänke, die hier ca. O—W streichen, während ihre normale Lagerung ca. 80 m tiefer im Südhang der Malgola zu finden ist, oberhalb der Masi, mit WNW (N 84 W. c.) - Streichen. Dieses WNW-Streichen hält auf der ganzen S- u. SO-Seite der Malgóla an, soweit die Aufschlüsse reichen, von den Bellerophon-Schichten oberhalb des Rivo Maggiore an bis zu den Aufschlüssen an der SW-Ecke der Malgóla. Hier erst wechselt dasselbe, da die Störung vom

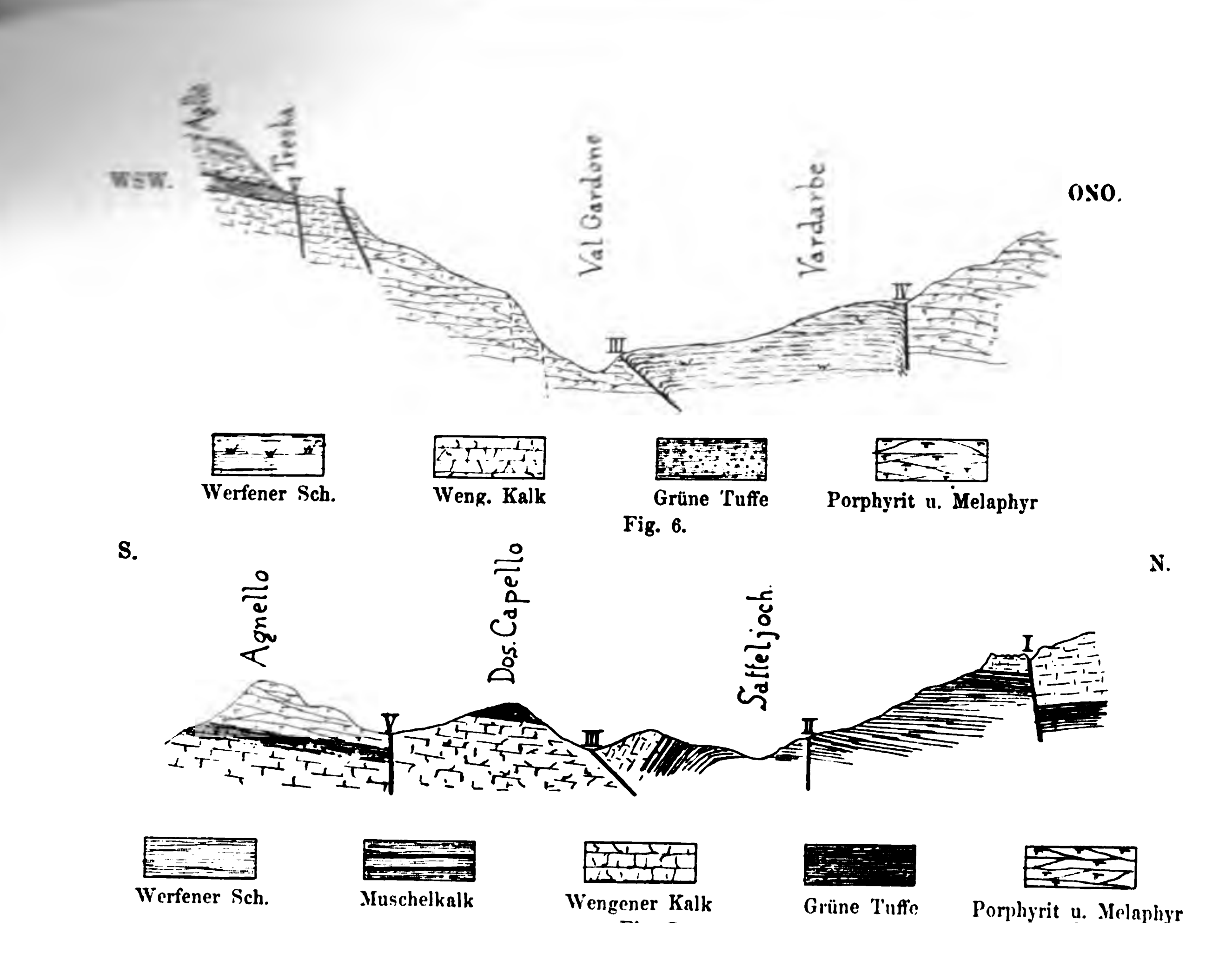

WSW.
Val Gardone
Vardarbe
OSO.
Werfener Sch.
Weng. Kalk
Grüne Tuffe
Porphyrit u. Melaphyr
S.
Agnello
Dos. Capello
Satteljoch.
N.
Werfener Sch.
Muschelkalk
Wengener Kalk
Grüne Tuffe
Porphyrit u. Melaphyr

Fig. 6.

Gipfel der Malgóla sich an dieser Stelle herunterzieht. Anscheinend zersplittert sich hier die Störung, ungefähr oberhalb des Hauses Mióla, und zerlegt die Werfener Schichten und den Bellerophonkalk in eine Anzahl Schollen von wechselndem Streichen. Über Mióla hinaus kann man die Malgóla-Verwerfungen bis zu dem Hause: „dietro la costa" am Bache unten verfolgen, wo sie sich durch ein grabenförmiges Einsinken des Grödner Sandsteines in den Quarzporphyr dokumentieren.

Westlich und nördlich der Malgólaverwerfung ist das Streichen ONO, wie sich verschiedentlich an den Werfener Schichten messen ließ, die übrigens, im Gegensatz zu Reyers Erklärung, erst in einer gewissen Distanz von dem Bruche kontaktmetamorph verändert sind. Vom Malgólagipfel aus zieht sich orographisch eine Nase zur Boscampobrücke, die dem Malgólabruche entsprechen dürfte, wenigstens fanden sich hier verschiedentlich steil gestellte Werfener Platten, die ganz den Eindruck des Anstehenden machten. Deutliche Aufschlüsse fehlen hier so gut wie ganz. Im Süden ist die Malgóla durch keine Verwerfung gegen den Bosco di Gazza abgegrenzt, wie es die Karte von Mojsisovics und Huber zeigt, sondern in ganz normaler Weise entwickeln sich über dem Quarzporphyr: der Grödner Sandstein, die Bellerophon- und Werfener Schichten, wie schon im stratigraphischen Teil näher ausgeführt wurde.

Die Grenze der Sedimente gegen die Eruptivgesteine auf der Nordseite der Malgóla entspricht meiner Anschauung nach auch einer ursprünglichen Verwerfung, die hier zwischen den Sedimenten und den Porphyriten des Mulatto hindurchgegangen ist. Ich nenne diesen Bruch die Travignólospalte. Beweisen wird sich derselbe wohl nicht lassen, da unter dem Porphyrit des Mulatto und den kleineren Porphyritpartien an der Nordseite der Malgola die Sedimente nicht mehr aufgeschlossen sind Möglicherweise hängt er zusammen mit der Fortsetzung der Linie I. oberhalb der Canzácoli. Visiert man nämlich hier, oberhalb Canzacoli, auf der gut entblößten Kontaktfläche des Kalkes, die ja einer ursprünglichen Spaltenwand entspricht, zur Malgóla hinüber, so trifft man hier auf die Monzonitmasse mitten zwischen den Sedimenten der Malgóla und dem Stückchen Porphyrit an der Nordwestecke der Malgóla. Es entsprechen also die Verhältnisse an der Malgóla und oberhalb Canzácoli sich ziemlich genau, indem beiderseits der Monzonit zwischen dem abgesunkenen Porphyrit und den Sedimenten aufgedrungen ist. Dabei wäre sehr wohl an ein Auseinandertreiben der ursprünglich natürlich schmalen Spalte unter dem Druck des aufsteigenden Magmas zu denken.

Auf eine ganze Reihe von Querverwerfungen von der Malgóla

zum Mulatto hinüber wird Herr Dr. ROMBERG in seiner Arbeit zu sprechen kommen.

An der Boscampobrücke würden die Malgólaverwerfung und die Travignólospalte zusammentreffen. Leider sind auch hier die Aufschlüsse zu ungünstig, als daß man mit Sicherheit etwas über die genauen tektonischen Verhältnisse sagen könnte. Wie nicht anders zu erwarten, tritt eine Zersplitterung der Sedimente hier ein und zahlreiche Gänge treten in Zusammenhang damit auf, die über den Travignólo setzen und in der Richtung der Viézzena-Störung fortstreichen. Daher darf meiner Meinung nach auch die von REYER[1]) aufgeworfene Frage, ob die Malgóla- mit der Viézzenaverwerfung zusammenfällt, bejaht werden.

Diese letztere läuft nicht im Viézzenatale selbst, sondern schneidet im untersten Teile, hier allerdings nur vermutungsweise, durch die Wiesen auf der rechten Seite des Baches hindurch und setzt weiter oben über diesen hinweg, ungefähr dort, wo ein kleiner horizontaler Fußweg zwischen 1300—1400 m nach Bellamonte führt. Hier markiert sich die Störung durch das Abschneiden der kontaktmetamorphen Sedimente an den Eruptivgesteinen. Diese Grenze zieht sich dann östlich des Felstores hinauf, um bei ca. 1600 m das Tal von neuem zu kreuzen. Von hier aus läuft die Verwerfung in ziemlich grader Richtung gegen den Kamm der Costa di Viézzena zwischen dem Kalk und den Porphyriten hindurch, auch hier ähnlich wie am Boscampo begleitet von einer Zertrümmerung der Grenzpartien. Vielleicht könnte man für solche Störungen, die sich nicht an einer einzigen Linie vollziehen, sondern eine Zersplitterung des Gebietes in ihrer Längserstreckung hervorrufen, den Namen „Iterativstörungen oder -Verwerfungen“ einführen. Grade die Costa di Viezzena ist auf diese Weise zertrümmert, was sich insbesondere an den verstürzten Kalk- und Tuffbänken leicht konstatieren läßt. Die Grenze dieser verstürzten Partien gegen den Porphyrit, die dem eigentlichen Bruche entspricht, verläuft vom Kamm aus bei ca. 2150 m nicht weit von der Kartengrenze entfernt in NNO-Richtung gegen Moena zu.

Eine Überlagerung der Eruptivmassen durch Wengener Kalk, wie sie REYER angibt, ist nirgends zu beobachten. Ganz besonders kompliziert gestalten sich die Verhältnisse in dem Dreieck zwischen der Viezzenaquelle (vergl. Karte), dem östlichen Trockental (Val dei cavalli) und dem höchsten Punkte der Costa di Viezzena bei 2308 m. Störungen, die vermutlich von Forno innerhalb der Laven hier heraufziehen, bewirken hier im Verein

[1]) 1881 S. 46 Anm. 1.

mit der Viezzenaverwerfung einen bisher nicht bekannten Aufbruch von Monzonit. Daneben tritt Porphyrit auf und zwar allem Anschein nach nicht in Gängen, sondern vielleicht als kleine eingesunkene Scholle. Einwandsfrei lassen sich jedenfalls die Verhältnisse hier noch nicht darstellen, erst müßte der genaue Verlauf der Störungen weiter im Norden und Osten untersucht werden.

Das Resultat aus diesen tektonischen Untersuchungen ist folgendes:

Das Gebiet von Predazzo ist ein kreisförmiges Senkungsfeld. Gegen Westen, Süden und Osten vollzieht sich der Abbruch des zentralen Teiles wesentlich an einem einzigen, halbkreisförmig verlaufenden Bruchrand, gebildet von der Störung I, der Travignolospalte und der Viezzenaverwerfung. Gegen Norden ragt das Bruchfeld mit drei grabenförmig eingesenkten Zipfeln in das umgebende Gebirge. Auf einem Teil der Bruchspalten, vornehmlich dort, wo mehrere sich kreuzen, drangen die Tiefengesteine zur Tertiärzeit in die Höhe, gelangten aber nicht zur Effusion, sondern erstarrten subterrestrisch.

Paläontologischer Teil.

Versteinerungen der Werfener Schichten.

a) Untere Werfener Schichten.

Anodontophora fassaensis Wissm.

Myacites Fassaensis Wissm. Schauroth 1885 S. 515 u. 1859 S. 46.
Anoplophora Fassaensis Alberti 1864 S. 137.
Anodontophora Fassaensis Bittner 1899 St. Petersburg. S. 22.

Unter diesem Namen gehen in der Literatur verschiedene Spezies, namentlich aber solche Formen, die in der Regel eine genauere Definition nicht zulassen, durch ihr massenhaftes Auftreten und ihren Erhaltungszustand aber typisch sind für die Werfener Schichten.

Abgesehen von jenen zweideutigen Formen kann ich in meinem Material zwei Spezies unterscheiden, eine kürzere Form, die *Anodontophora subundata*, und eine gestreckte die *Anodontophora canalensis*.

Anodontophora subundata Schaur.
Taf. II, Fig. 2.

Tapes subundata Schauroth 1855, Taf. II, Fig. 7.

Das vorliegende Exemplar ist gut erhalten und stimmt genau

überein mit der Abbildung bei SCHAUROTH. ALBERTI[1]) hielt die Zugehörigkeit dieser Form zu seiner *Anoplophora Fassaensis* für möglich, doch ergibt sich schon aus dem Vergleich der beiden Abbildungen bei SCHAUROTH und ALBERTI der Unterschied. Besonders charakteristisch für die *„subundata“* ist die scharfe Abgrenzung der hinteren Schalenpartie, ähnlich wie die Area bei den Myophorien. Die konzentrische Anwachsstreifung ist auch auf dem Steinkern deutlich wahrnehmbar. Von den Myophorien, z. B. *M. ovata*, unterscheidet sich *A. subundata* dadurch, daß der Wirbel bei ihr nach vorne gebogen ist. Von *A. subundata* zu trennen ist

Anodontophora canalensis CATULL. sp.

Taf. II, Fig. 1.[2])

Tellina (Myacites) canalensis SCHAUROTH 1859 S. 47.
Anodontophora canalensis BITTNER 1899 St. Petersburg. S. 22.

Bei dieser Spezies zieht sich eine kräftige Depression vom Wirbel in grader Richtung zum Stirnrand; bei dem abgebildeten Exemplar ist diese etwas durch Gesteinsmasse verdeckt und deformiert. Die Gesamtform ist bedeutend länger als bei *A. subundata*; der hintere Schalenteil ist nicht nach Art einer Area, sondern flügelartig, wie bei einer *Arca*, an einer schräg vom Wirbel zur hinteren Schalenpartie ziehenden Kante abgesetzt. Nach Abbildung und Text ist die Form identisch mit SCHAUROTHS *Tellina canalensis*. ALBERTI[3]) möchte diese Form gleichfalls zu *Myacites fassaensis* stellen; SCHAUROTH (S. 46) glaubt ebenfalls *canalensis* identisch mit *Myacites inaequivalvis* ZIET. und *M. fassaensis* und erklärt die Veränderlichkeit dieser Form durch „Lager und spätere Einflüsse“. Ich möchte mich dieser Anschauung nicht anschließen, da die *A. canalensis* zusammen mit der sog. *„fassaensis“* auf derselben Platte vorkommt und sich deutlich von jener durch die gestrecktere Gestalt und die radiale Einbuchtung unterscheidet. Neuerdings zieht TOMMASI (1895) die *subundata* zu *A. canalensis*, wie ich glaube, auch mit Unrecht; eher könnte man sich BITTNER (1899) anschließen, der unterscheidet: *Anodontophora canalensis* und *fassaensis* und bei letzterer Spezies Formen abbildet, die ganz dem SCHAUROTHschen Tapes *subundata* und somit auch unserer *subundata* entsprechen,

---

[1]) 1864 t. III., f. 8.
[2]) In der Zeichnung ist durch ein Versehen der Schloßrand etwas geneigt, daher ist die Figur so gedreht zu denken, daß der hintere Schloßrand horizontal steht.
[3]) 1864.

ohne daß aber der Name „*subundata*“ bei BITTNER eine Erwähnung findet.

Es dürfte sich vielleicht empfehlen, die Namen „*Anodontophora subundata*“ und „*canalensis*“ für die vorbesprochenen, gut individualisierten Formen beizubehalten, den Namen „*fassaensis*“ aber fallen zu lassen.

b) Myophorien-Bank am Satteljoch.

In seiner Arbeit über die Fauna von Schwieberdingen hat PHILIPPI (1898) neuerdings den Nachweis geliefert, daß *M. elongata* durch Übergänge mit *M.* „*laevigata*“ verbunden ist und somit nur als Varietät der ersteren gelten darf. Die eigentliche *M. laevigata* kommt bei Predazzo nach meinen Beobachtungen nicht vor, dagegen zahlreich in der *Myophorien*-Bank die:

Myophoria laevigata var. *elongata* GIEB.

Taf. II, Fig. 4.

Neoschizodus elongatus GIEBEL 1856 S. 42, Taf. V, Fig. 3.
Myophoria elongata SEEBACH 1861 S. 616, Taf. XIV, Fig. 13.
Myophoria elongata LEPSIUS 1878 S. 355, Taf. I, Fig. 8.
Myophoria laevigata var. *elongata* PHILIPPI 1898 S. 166 Taf. VI, Fig. 2.

Von der typischen „*laevigata*“ unterscheidet sie sich durch größere Längsstreckung; infolgedessen erscheint der Wirbel sehr stark nach vorne verschoben. Die Kante zwischen dem Hauptteil der Schale und dem hinteren Felde ist nicht bei allen Formen gleichmäßig, sondern bei den einen schärfer, bei den anderen mehr gerundet, ein Unterschied, der sich auch beim Vergleich der Abbildungen bei GIEBEL, SEEBACH und LEPSIUS aufdrängt, indem die beiden ersteren eine deutliche Kante einzeichnen, die bei LEPSIUS durch eine sanfte Wölbung ersetzt wird. Jedenfalls ist diese Linie vom Wirbel zur hinteren Schalenspitze etwas nach außen konkav geschwungen, was schon SEEBACH in seinem Schlüssel[1]) als Unterschied der *elongata* gegen die *ovata* hervorhebt.

Übergänge zu der eigentlichen *M. laevigata* kommen auch bei Predazzo vor, desgleichen solche zu der *M. ovata*, sodaß auch letztere Form nach dem Vorgang von PHILIPPI zu bezeichnen wäre als

Myophoria laevigata var. *ovata* BR.

Taf. II, Fig. 3.

Neoschizodus ovatus GIEB. 1856 S. 42, Taf. IV, Fig. 6a—b.
Myophoria ovata SCHAUROTH 1859 Taf. II, Fig. 15.
Myophoria ovata SEEBACH 1861 S. 617.
Myophoria ovata ALBERTI 1864 S. 118.

[1]) a. a. O. S. 619.

Ihr Umriß ist trapezförmig. Der Übergang von dem Hauptschalenteil zum hinteren Felde erscheint flach gerundet und tritt nur im oberen Teile gegen den Wirbel als gerundete Kante hervor. Dicht unterhalb dieser Kante zieht sich vom Wirbel bis zur hinteren Schalenecke eine deutliche, sehr feine, schmale Furche, die in der Abbildung angedeutet ist, aber nicht ganz scharf zur Geltung kommt. Das hintere Feld dehnt sich breit aus, feine Anwachsstreifung ist wahrnehmbar. GIEBEL (S. 42) zieht den fraglichen Steinkern bei HAUER[1]) Taf. IV, Fig. 2 zu seiner *ovata*. Dieser stimmt mit unserem Exemplar gut überein. Formen, wie sie LEPSIUS Taf. I Fig. 7 mit etwas in die Länge gezogener Area abbildet, stellen, wie auch im Text hervorgehoben, Übergänge zu *M. elongata* dar und treten auch bei Predazzo häufig auf.

Myophoria cf. *simplex* v. SCHLOTH.

Taf. II, Fig. 5.

Trigonellites simplex v. SCHLOTH. 1820 S. 192.
? *Lyriodon simplex* GOLDFUSS 1834—40 II, S. 197, Taf. CXXXV, Fig. 14.
Myophoria simplex v. SEEBACH 1861 S. 614, Taf. XIV, Fig. 12.
Myophoria simplex ALBERTI 1864 S. 107.

Diese Form unterscheidet sich von den übrigen durch die kielartig gewölbte Kante zwischen der hinteren Area und der mittleren Schale. Gegen vorn ist diese Kielkante konvex. Die hintere Area wird durchzogen von einer breiten Depression. Es nähert sich die Form der *M. vulgaris*, doch besitzt sie keine zweite Rippe wie diese. Anwachsstreifung ist deutlich, besonders auf der hinteren Area.

Myophoria cf. *costata* = *fallax* v. SEEB.

Der unvollständig erhaltene Hohldruck einer kräftig gerippten Form dürfte wohl auf diese Spezies zurückzuführen sein.

Pecten discites v. SCHLOTH. var. *inornata* STOPP.

Taf. II, Fig. 6 und 7.

Pecten inornatus STOPPANI 1856—60.
Pecten cf. *inornatus* SALOMON 1895 S. 147.

Zusammen mit den vorbeschriebenen Myophorien treten am Satteljoch prachtvolle Exemplare dieses *Pecten* auf, deren Höhe 5 cm erreicht. Sie sind erhalten als Abdruck, als Schalenexemplare und teilweise als Steinkerne. Die Wölbung ist nicht unbeträchtlich, was vielleicht mit der Größe der Exemplare in Zusammenhang steht. In der Form stimmen diese *Pecten* gut

[1]) 1850.

überein mit einem *P. discites* von Mauer b. Heidelberg, der mir vorliegt. Eine wirkliche Differenz scheint sich nur in einer schwachen Ungleichseitigkeit auszudrücken. STOPPANI bezeichnete solche ungleichseitigen, glatten Formen als *P. inornatus*. SALOMON führt *inornatus* gleichfalls als selbständige Form auf, läßt aber die Frage offen, ob sich nicht Übergänge finden von *inornatus* zu *discites*. Da unsere Form sonst in allen Merkmalen so auffällig mit *discites* übereinstimmt, so dürfte es richtiger sein, sie als *Pecten discites* var. *inornata* und nicht als selbständige Spezies aufzuführen.

Die Ohren sind bei unseren Exemplaren deutlich abgesetzt; der Kantenwinkel des Wirbels erscheint durch das bei *discites* bekannte Auftreten eines radialen Furchenpaares zugespitzt. Vor dem äußeren Schalenrand läuft ein konzentrischer, kräftiger, breiter Wulst, der bei Fig. 6 gut zum Ausdruck kommt. Das Steinkernexemplar Fig. 7 zeigt bei günstiger Beleuchtung eine schwache, aber deutliche Radialstreifung, die übrigens auch in dem Randwulst der Fig. 6 leicht angedeutet ist.

Zahl und Vorkommen: Mehrere Exemplare aus der dunkelroten Myophorien-Bank des Satteljoches.

c) Myophorienbank von der Mendel.

Pseudomonotis (Eumorphotis) Telleri BITTN.

Taf. II, Fig. 8—15.

Pseudomonotis Telleri BITTNER 1899 Jahrb.
„ *tenuistriata* BITTNER 1899 Jahrb.
„ cf. *Telleri* BITTNER 1901 Jahrb.
„ *asperata* BITTNER 1901 Jahrb.
„ *camuna* SALOMON 1900 und 1902.
„ sp. BITTNER 1901.
„ sp. nov. aff. *Telleri* SALOMON 1900 und 1902.

Im Anschluß an die vorbeschriebenen Fossilien der Myophorien-Bank von Predazzo möge hier eine Besprechung der *Pseudomonotis Telleri* Platz finden, die ich in zahlreichen Exemplaren in den Myophorienbänken der Mendel oberhalb Eppan sammelte. Sie liegen dort zusammen mit Myophoriensteinkernen in einem eisenschüssigen, gelbbraun verwitternden Kalk.

Das Charakteristische dieser Formen ist das große, nicht abgesetzte hintere Ohr und der kräftige Byssusausschnitt des vorderen Ohres, das durch eine scharfe Einfurchung von dem Hauptschalenkörper getrennt ist.

TELLER,[1] BITTNER und SALOMON haben sich eingehend über die Charakteristik von *Pseudomonotis* ausgesprochen. BITTNER

[1]) 1886.

und Salomon haben speziell eine Anzahl neuer Formen aufgestellt, auf die ich näher einzugehen habe.

Bittner trennt mehrere Spezies und Gruppen darnach, ob die Schalen gerippt oder glatt sind. Es ist nun sehr auffallend, daß die mir im Steinkern vorliegenden Exemplare von der Mendel keinerlei Verzierungen aufweisen, sondern glatt sind und vollkommen der *Ps. Telleri* bei Bittner gleichen, während sämtliche Hohldrücke eine mehr oder weniger deutliche feine Radialstreifung zeigen. Dabei muß hervorgehoben werden, daß mir mehrfach Steinkern und Hohldruck von ein und demselben Individuum vorliegen (Fig. 8—9, 12—13) und daß die Bittnerschen Exemplare der *Ps. Telleri* vom Bockhara gleichfalls Steinkerne sind (1899 S. 700). Die feingestreiften Formen bezeichnete Bittner 1899 als *tenuistriata*. Sein Exemplar Taf. XV, Fig. 16 stimmt vollkommen mit meinen, z. B. Taf. II, Fig. 11 und 13 überein. Hierdurch halte ich die Identität der *Ps. Telleri* mit der *Ps. tenuistriata* für erwiesen, ganz abgesehen davon, daß Bittner (1901 S. 570) selbst erwähnt: „Der Übergang von der glattschaligen Form der echten *Ps. Telleri* zu den rauh- oder geripptschaligen Verwandten scheint ein sehr allmählicher zu sein; auch scheinen beiderlei Formen in demselben Lager vorzukommen.“

Bittner beschreibt dann noch Taf. XXII, Fig. 8 eine *Ps.* cf. *Telleri*, bei der nur das Ohr gestreift ist. und eine *Ps. asperata* Fig. 6, bei der die Schale rauh skulpiert erscheint durch stärkeres Hervortreten der konzentrischen Verzierung, die aber sonst ganz der *tenuistriata* gleicht. Diese scheinbar spezifischen Merkmale beider Formen lassen sich auch an meinen Exemplaren der *Ps. Telleri* beobachten. Sie beruhen nur auf dem wechselnden Erhaltungszustand; ich glaube diese Formen daher auch mit *Ps. Telleri* vereinigen zu müssen. Leider war mir das Original zu *Ps. sp.* Taf. XXIII, Fig. 4 nicht zugänglich, sodaß ich mir speziell über diese Form kein Urteil erlauben möchte. Der Unterschied gegen die *tenuistriata* soll auf der Ausbildung der Ohren beruhen. Hierzu wäre aber doch zu bemerken, daß bei meinen Formen wie eben schon kurz angedeutet, das Aussehen der Ohren je nach dem Erhaltungszustand und der Ausfüllung des taschenartigen Byssusausschnittes mit Gesteinsmasse sehr wechselt. So erscheint bei meinen Exemplaren das Ohr im Steinkern ganz anders als im Hohldruck, Taf. II, Fig. 8—9, 12—13. Im Hohldruck ist das vordere Ohr breit und vor dem eigentlichen Byssusausschnitt kräftig taschenartig gegen innen eingefaltet, zeigt deutliche Radialstreifen (Fig. 13) und an zwei Exemplaren an dem Faltenrücken eine Fiederskulptur. (Fig. 11 und 15a). Auf dem Steinkern dagegen ist das Ohr schmal, kräftig gewölbt und

zeigt nichts von der Tasche bezw. nur den Beginn derselben, der sich durch die scharfe Furche zwischen Ohr und Wirbel ausprägt.

Der Längsschnitt Fig. 13a geht durch das Ohr und soll die kräftige taschenartige Faltung desselben veranschaulichen. Fig. 12a ist gleichfalls ein Längsschnitt in der Medianebene und zeigt den am Steinkern fast stets zu beobachtenden scharfen, tiefen Einschnitt über dem Schloßrand, in den die Schale des Tieres hineingeragt hat. In der Zeichnung selbst wie auch bei BITTNER 1899 Taf. XV, Fig. 16 kommt dieses Detail nicht gut zum Ausdruck.

SALOMON hatte 1900 über zwei Formen publiziert: *Pseudomonotis camuna* nov. sp. und *Ps.* nov. sp. cf. *Telleri* aus der Myophorienbank der Val Camonica. Das Charakteristische der ersten Form ist das horizontale, dem Schloßrand parallele Vorspringen der Schalenpartie unterhalb des Byssusausschnittes, das in der Tat auf keiner der BITTNERschen Abbildungen zu finden ist. Nun hat sich herausgestellt, daß auch die vorbeschriebenen Exemplare der *Ps. Telleri* von der Mendel bei genügender Präparation den horizontalen Schalenrand aufweisen. Fig. 14 zeigt das Ohr bei ungenügender Präparation, entsprechend den BITTNERschen Abbildungen der *Ps. Telleri*. Fig. 8 dagegen beweist das horizontale Vorspringen nach Entfernung der Gesteinsmasse. BITTNER meinte s. Zt. (1901) schon, daß *Ps. camuna* mit *Ps. Telleri* sehr nahe verwandt sei. Nach dem Vorstehenden glaube ich, daß beide Formen identisch sind, und daß folglich *camuna* als Spezies einzuziehen ist.

Die andere, von SALOMON als cf. *Telleri* besprochene *Pseudomonotis* will BITTNER auf Grund des kurzen Schloßrandes nicht zu *Telleri* stellen, da das „hintere Ohr nur eben so lang ist als das vordere“. Ich habe das hintere Ohr des SALOMONschen Exemplares möglichst genau untersucht und glaube sicher, daß es lädiert ist. Sowohl dies Exemplar, als das der *Ps. camuna* SAL. sind Steinkerne und werden von Oolithkörnern durchsetzt. Diese treten gerade am hinteren Ohr der cf. *Telleri* zahlreicher auf und machen das Verfolgen der Konturen unsicher, so daß jedenfalls eine unzweideutige Begrenzung dieser Schalenpartie nicht wahrnehmbar ist. Da die SALOMONsche Form sonst aber völlig mit *Ps. Telleri* übereinstimmt, so dürfte auch sie mit dieser vereinigt werden.

Um noch einmal kurz zusammen zu fassen: Es sind identisch mit der *Pseudomonotis Telleri* BITTN. jedenfalls

Ps. tenuistriata BITTN.
Ps. cf. *Telleri* BITTN.

Ps. asperata BITTN.
Ps. camuna SAL. und höchst wahrscheinlich auch
Ps. sp. bei BITTNER Taf. XXIII, Fig. 4 und
Ps. cf. *Telleri* SAL.

Aus der gleichen Myophorienbank von der Mendel stammt Fig. 16 auf Taf. II. Der abgebildete Steinkern zeichnet sich durch seine starke Wölbung, den graden Schloßrand und ein kleines vorderes (?) Ohr aus. Der Abfall vom Rücken gegen das Ohr ist steil, sogar etwas überhängend. Die Form erinnert an das Genus *Mysidioptera* und zwar speziell an gewisse glatte Formen, doch besitzen diese alle nicht das kleine Ohr. Dagegen erinnert letzteres an die Badiotellen z. B. an das Ohr von *Badiotella excellens* nov. sp. (Taf. VI, Fig. 4). Da nur ein einzelner Steinkern vorliegt, möchte ich an ihn keine weitere Diskussion knüpfen. Ich habe ihn aber abbilden lassen, um die Aufmerksamkeit auf das Auftreten derartiger Formen in so tiefem Niveau zu lenken.

Problematicum.

Taf. III, Fig. 1—5.

Bei Predazzo, an drei von einander getrennten Stellen, sowie an der Mendel oberhalb Kaltern fanden sich in den Werfener Schichten sonderbare organische Reste, deren Zugehörigkeit zu irgend einer Organismengruppe mir ebenso sicher, wie ihre systematische Stellung unsicher erscheint. Das Gestein, in dem diese Fossilien vorkommen, ist ein plattiger, feinkörniger Kalksandstein von grauer Farbe, der an der Oberfläche bräunlich verwittert. Die vorliegenden Platten sind etwa 3 cm dick und zeigen auf dem Querbruche eine feine, dünne Schichtung.

Auf der angewitterten Oberfläche treten die fraglichen Fossilien deutlich zu Tage. Sie erscheinen als elliptische, napf- bezw. flachschüsselartige Gebilde, deren äußere Ränder sich über das Niveau der Platte erheben. Im Zentrum einer jeden solchen Schüssel erhebt sich ein kleiner, stielförmiger Zapfen, so daß das Ganze einem vom Stiel her gesehenen *Coeloptychium* nicht unähnlich wird. Merkwürdigerweise gehen aber diese Gebilde durch die ganze feingeschichtete Platte hindurch als stammartige Körper mit unregelmäßigen Einschnürungen, die der Schichtung der Platte zu entsprechen scheinen. Fig. 1 Taf. III stellt ein derartiges „Stammstück“ dar mit links anhaftender Gesteinsmasse. Am unteren Ende ist das Stück schräg angeschliffen. Bei angewitterten Exemplaren erscheint der kleine Zapfen auf der Unterseite als kleine Vertiefung.

Der Durchmesser des äußeren Ringes beträgt bei den größten Individuen 5, bei den kleinsten 1 cm. Der Zentralstiel bleibt klein, sein Durchschnitt ist im Maximum 0,2 cm. Oft liegen zwei dieser sonderbaren Körper dicht beieinander oder scheinen miteinander zu der Form einer 8 (Fig. 2 u. 3) zu verschmelzen.

Auf der Unterseite der in Fig. 3 abgebildeten Platte überdecken sich beide Formen stärker als auf der Oberseite, bei der die Überdeckung in der Zeichnung etwas zu stark zum Ausdruck kommt.

Beim Anschleifen eines Stammstückes tritt der Stielkörper deutlich hervor, desgleichen makroskopisch die Abgrenzung des Stammkörpers gegen die umhüllende Gesteinsmasse. Fig. 4 Taf. III gibt den auf das Anderthalbfache vergrößerten Dünnschliff des darüber abgebildeten Stammstückes, der die Verhältnisse am besten zeigt. Eine schalenähnliche Umgrenzung des Körpers fehlt; die umgebende Gesteinsmasse unterscheidet sich im Schliff nur durch die ein wenig stärkere, wolkenartige Pigmentierung von der Masse des Stammkörpers, sodaß die mit bloßem Auge deutlich sichtbare Abgrenzung des Körpers unter dem Mikroskop nur schwer wiederzuerkennen ist. Dagegen zeigt der Stiel (Fig. 4 u. 5) deutlich einen feingekörnten, offenbar aus Calcit bestehenden, hellen Ring, dessen Inneres von eckigen Körnchen von Quarz und Calcit ausgefüllt ist. Eine Kammerung oder septenartige Bildung war weder im Stamm noch im Stiel wahrnehmbar.

Danach scheint mir das wesentlichste Skeletelement an diesem Organismus eine Hohlröhre gewesen zu sein. Umgeben war diese von einer weichen, gallertartigen oder hornigen Masse, welche sich ihrerseits gegen außen durch eine jedenfalls nicht verkalkte Membrane (?) abschloß. Nur so erklärt sich auch das scheinbare Ineinandergreifen zweier verschiedener Individuen. In die zentrale Röhre des Organismus gelangten wohl bald nach seinem Tode Sand und Kalkkörner, während sich bei der Verwesung der umgebende Weichkörper mit Meeresschlamm imprägnierte. Weiteres kann ich über diese rätselhaften Körper nicht sagen.

Bei diesen Formen an *Orthoceras* zu denken, ist ausgeschlossen, da eine feste äußere Schale ja fehlt und keine Spur von Kammerung wahrnehmbar ist, ganz abgesehen davon, daß ein Ineinandergreifen von zwei Individuen, wie es die Fig. 2—3 zeigen, bei *Orthoceras* nicht denkbar ist. Am ehesten könnte man vielleicht an Hornschwämme denken, mit einem verkalkten langen schmalen Gastrovascularraum oder auch an Ascidien, wenn es sich nicht überhaupt bei diesen Organismen um Pflanzen handelt.

Herr Dr. BROILI (München) teilte mir übrigens mit, daß ihm diese Körper auch aus den Werfener Schichten der Seißer-Alp bekannt sind.

Versteinerungen aus den Wengener Dolomiten und Kalken.

a) Aus einem losen Dolomitblocke der Val Averto.

Avicula cf. *caudata* STOPP.

Taf. III, Fig. 13–15.

Avicula mytiliformis STOPPANI 1858–60 S. 91.
Avicula caudata STOPPANI 1858–60 S. 92.
Avicula decipiens SALOMON 1895 S. 152.
Avicula caudata BITTNER 1895 S. 72.
Avicula caudata BROILI 1903 S. 165, Taf. XVIII, Fig. 21–23.

Aus einem losen, von Trochiten erfüllten Dolomitblock in der Val Averto stammen eine ganze Anzahl von Steinkernen einer *Avicula*, die eine spezifische Bestimmung erlauben. Der Wirbel dieser *Avicula* ist spitz, der Rücken mäßig gewölbt. Das vordere kleine Ohr ist etwas gewölbt und deutlich abgesetzt. Das hintere Ohr mit dem langen geraden Schloßrand wird gegen außen durch eine schmale Leiste begrenzt, die die Lage des Ligaments bezeichnet.

Von dem Rücken ist das hintere Ohr durch einen scharfen Abfall getrennt. Die Anwachsstreifen, auf dem Steinkern noch gut erhalten, ziehen über den Rücken zum hinteren Ohr und biegen vor der Ligamentleiste kräftig um, und zwar mit einem gegen den Wirbel konvexen Bogen. Dies Verhalten weist auf eine rückwärtige Verlängerung des obersten Ohrrandes hin, die sich auch bei einem leider nur schlecht erhaltenen Exemplare (Taf. III, Fig 15) beobachten ließ. Die rechte Klappe erscheint stärker gewölbt als die linke. Die Form ist jedenfalls zu STOPPANIS *Avicula caudata* und *mytiliformis* v. ESINO zu stellen, die nach BITTNER zu vereinigen sind. Wohl mit Recht stellt BITTNER auch *Avicula decipiens* SAL. zu dieser Spezies. Das Original zu *Av. decipiens* Taf. IV, Fig. 36 [1]) zeigt das gleiche eigentümliche zipfelförmige vordere Ohr und dieselben geschwungenen Anwachsstreifen. Des weiteren gehören in die nahe Verwandtschaft: BITTNERS *Avicula pannonica* und *Avicula Böckhi* aus dem Bakonywalde.

Zahl und Vorkommen: Acht Exemplare aus dem Val Averto oberhalb Zánnon.

---

[1]) SALOMON 1895.

b. Forzella.

Daonella Tommasii nov. sp. ex. aff. *D. paucicostatae* TORNQU.

Taf. III, Fig. 16—20.

Daonella paucicostata TORNQUIST 1898 S. 673, Taf. XXIII, Fig. 1—4.
Halobia nov. form. indet. TOMMASI 1895 Fig. 5.

Auf dem Gipfel der Forzella oberhalb Predazzo, dicht bei der Signalstange, fand sich eine Lumachelle, die, abgesehen von der im folgenden zu beschreibenden *Damesiella torulosa*, ausschießlich von den massenhaften Schalen einer *Daonella* gebildet wird.

Ihre Form ist ungleichseitig, indem die hintere Schalenpartie ungefähr die doppelte Länge der vorderen erreicht. Der kräftige Wirbel ist glatt; erst in einigen mm Entfernung setzt die Skulptur ein, deren konzentrische Elemente sich wellenartig in wechselnder Stärke gegen den Rand hin ausdehnen, im allgemeinen aber gegen außen flacher werden, bis sie ganz verschwinden. Mitunter sind diese Anwachsrunzeln überhaupt nur schwach entwickelt und in den oberen Schalenpartien wahrnehmbar. Die Radien entwickeln sich als feine scharfe Furchen, reichen aber nicht bis zum Schloßrand; namentlich auf der vorderen kurzen Schalenpartie lassen sie einen beträchtlichen Sektor frei. Das Verhältnis der Rippenanzahl auf der vorderen zu der auf der hinteren Schalenpartie gestaltet sich infolgedessen wie 1 : 3—4. Zum größten Teil setzen die Rippen gleichzeitig unterhalb der Wirbelpartie ein. Eine Vermehrung durch Spaltung tritt nur untergeordnet auf, und zwar so, daß die Sekundärrippen bald die Stärke der übrigen erreichen. Die Gesamtzahl der Rippen ist schwankend, so daß man verschiedene Typen unterscheiden kann, die sich auch in ihrem Gesamthabitus unterscheiden, aber durch Übergänge miteinander verbunden sind.

Es stellen dar: Fig. 16 u. 17 den Typus der hohen, wenig berippten Form, die ich als var. *alta* anführen möchte, Fig. 18—19 in die Breite gezogene Formen, var. *larga*, bei denen die Berippung am stärksten ist, während Fig. 20 eine Mittelstellung sowohl in der Höhe der Form als auch in der Stärke der Berippung einnimmt. Es ergab sich, abgesehen von einer ganzen Anzahl anderer Messungen an nicht abgebildeten Exemplaren, die Dichte der Rippen auf der hinteren Schalenpartie im Abstand von 15 mm vom Wirbel auf 4,5 mm horizontale Distanz:

bei Fig.	16 u. 17	6 Rippen,
„ „	18 u. 19	9—11 „
„ „	20	7 „

Die Variabilität ist also sehr beträchtlich und wesentlich größer, als man sonst einer Daonellenspezies zuzugestehen pflegt. Ein Ohr (Halobienohr) war bei keinem Individuum zu bemerken.

Besondere Beachtung verdient der hintere, längere Schloßrand. Die Radialfurchen werden von diesem durch ein besonders markiertes, schmales Feld getrennt. Am Steinkern beobachtet man in letzterem zuerst eine leichte radiale Aufwölbung und dann bis zum Schloßrande eine etwas breite Depression (Fig. 18, 19 u. 20). Analog erscheint an einem von innen gesehenen Exemplar zuerst eine radiale Furchung und dann vor dem Rande eine flache Aufwölbung. Es dürfte dieses Feld der Ligamentgrube entsprechen.

Die Größe der Individuen schwankt sehr, neben Jugendformen finden sich solche bis zu 4 cm Höhe. Bei diesen alten großen Exemplaren wird gegen den Rand die radiale Furchung unregelmäßig und zitterig. Die TORNQUISTsche Beschreibung stimmt zwar in den meisten Punkten mit der vorstehenden überein, doch sind die Originale recht schlecht erhalten, so daß ich beide Formen nicht vereinigen möchte, bevor besseres Material aus dem Vicentin vorliegt.

Ein von TOMMASI aus dem Latemarkalk beschriebenes, unbenanntes Halobienfragment scheint mit meiner Form von der Forzella übereinzustimmen. Ich nenne daher die Form *Daonella Tommasii* nov. sp. ex. aff. *D. paucicostatae* TORNQU.

Damesiella torulosa TORNQU.

Taf. III, Fig. 6—12.

Damesiella torulosa TORNQUIST 1898 S. 677, Taf. XXIII, Fig. 7.

Zusammen mit der vorbesprochenen *Daonella* tritt auf der Forzella in Hunderten von Exemplaren eine kleine Spezies von sehr eigenartiger Gestalt auf. Es sind Schalen von 3—5 mm Höhe und 4—6 mm Breite, kräftig gewölbt, mit starkem, übergebogenem Wirbel, der sich etwas nach der einen Seite verlagert. Die Form der offenen Innenseite ist länglich oval und ließ, auch beim Anschleifen, keine Zähne erkennen. Die äußerst charakteristische Verzierung besteht aus 6—8 konzentrischen Wülsten.

Allem Anschein nach ist diese Form identisch mit jener kleinen, die TORNQUIST als *Damesiella torulosa* beschreibt. Das Original hat mir vorgelegen, leider ist es schlecht erhalten. TORNQUIST beschreibt seine Form als Gastropoden und vereinigt sie generisch mit einer *Naticella* (?) *anomala* KITTL[1]).

Daß eine Verwandtschaft zwischen diesen beiden Formen existieren soll, ist mir nicht verständlich, da die KITTLschen

[1]) Bei der TORNQUISTschen Literaturangabe S. 676 muß es heißen statt VI, S. 134, t. 9, f. 28: VII, S. 134, t. (IX) VI, f. 28 u. t. (XII) IX, f. 7.

Formen eine deutliche Aufrollung bis zu einem ganzen Umgange zeigen, vor allem Taf. VI, Fig. 28, während bei dem TORNQUISTschen Original und auch bei meinen Formen die Spitze des Gehäuses nur übergebogen ist. *Naticella* (?) *anomala* KITTL halte ich jedenfalls für einen Gastropoden, während *Damesiella torulosa* zweifellos ein Lamellibranchiat ist. Bei näherer Untersuchung stellt sich nämlich heraus, daß die Spitze des Gehäuses ziemlich gleich oft nach der einen wie nach der anderen Seite verlagert ist, daß wir also rechte und linke enantiomorphe Klappen vor uns haben (Taf. III, Fig. 6—8 u. 9—11), während bei ein und derselben Gastropodenspezies dieses Verhalten ja nur ausnahmsweise vorkommt. Über die systematische Stellung der Damesiellen bin ich mir nicht schlüssig geworden, vielleicht gehören sie in die nahe Verwandtschaft der *Posidonomya gibbosa*, die GEMMELLARO [1] und DE LORENZO [2] übereinstimmend beschreiben. Die Abbildungen sind nur leider zu undeutlich, um die Frage mit Sicherheit zu entscheiden.

Taf. III, Fig. 12 gibt die Form Fig. 11 in vergrößertem Maßstabe wieder: nach den beiden Seiten, von oben und von vorn und bedarf keiner weiteren Erklärung.

c. Loser Block von dem Abhang der Forzella.

Cruratula carinthiaca ROTHPL. sp.

Taf. IV, Fig. 1—18.

Terebratula carinthiaca ROTHPLETZ 1886 S. 2, 80 u. 116, Taf. XV, Fig. 2/3.
Coenothyris Pironiana TOMMASI 1887 S. 7, Taf. I, Fig. 1—5.
Cruratula carinthiaca BITTNER 1890 S. 67, Taf. 1, Fig. 15.
Waldheimia (Cruratula) cf. *carinthiaca* BITTNER 1890 S. 203, 127, Taf. IV, Fig. 17, S. 156, Taf. XXXVII, Fig. 20.
Terebratula Ramsaueri BEYRICH 1862 S. 35.
Rhynchonella faucensis ROTHPLETZ 1886 S. 184, Taf. XIII, Fig. 1—6 u. 9—11.
Waldheimia (Cruratula) faucensis BITTNER 1890 S. 204, Taf. VII, Fig. 21—22 u. S. 254.
Rhynchonella faucensis SKUPHOS 1892 S. 50.
" " " 1893 S. 174, Taf. V, Fig. 19—23.
Rhynchonella faucensis ROTHPLETZ 1894 S. 43.
Cruratula faucensis BITTNER 1894 (Verh.) S. 97.
Waldheimia (Cruratula) Beyrichii BITTNER 1890 S. 201, Taf. VI, Fig. 1—4.
Waldheimia (Cruratula) BITTNER 1890 S. 127, Taf. IV, Fig. 18-23. S. 203, Taf. VI, Fig. 8.
Waldheimia forficula ROTHPLETZ 1886 S. 127, Taf. XV, Fig. 1.
Waldheimia (Cruratula) forficula BITTNER 1890 S. 128, Taf. IV, Fig. 16.

[1] 1882.
[2] 1898.

Aus einem großen, von den Hängen der Forzella verstürzten Blocke gelang es, eine Reihe von Brachiopoden zu gewinnen, die in der äußeren Form an gewisse Waldheimien erinnern, nnd die durch ihren eigenartigen Erhaltungszustand auffallen. Die Individuen sind zum größten Teile hohl, zerspringen infolgedessen sehr leicht und gestatten so einen Einblick in die inneren Verhältnisse des Gehäuses, der sonst nur durch Anschleifen zu gewinnen wäre. Von den Zahngrubenstützen der kleinen Schale (vergl. Fig. 10, 11 Taf. IV) hängen in die Klappe zwei schwach nach außen gekrümmte, breite, ziemlich stark mit feinen Krystallen inkrustierte Häkchen hinein nach Art der Crura und zwar erreichen sie nicht ganz die Mitte der kleinen Schale. Die beiden distalen Enden der Cruren sind durch keine Brücke oder Schleife verbunden, sondern bleiben getrennt. Gegen hinten, also gegen den Rücken der kleinen Schale zu, vereinigen sich die beiden Zahngrubenstützen zu einem langen kräftigen Medianseptum, das ungefähr bis zur Mitte der kleinen Klappe reicht.

Diese eigentümliche Beschaffenheit des Armgerüstes, verbunden mit der äußeren Form und der punktierten Schalenstruktur weisen auf das von Bittner aufgestellte Subgenus *Cruratula* hin.

Bittner selbst beschreibt acht verschiedene Spezies dieses neuen Subgenus und zwar *Cr. Beyrichii, carinthiaca, Damesi, Eudora, Eudoxa, faucensis, forficula* und *Hantkeni*. Von letzterer gibt er keine detaillierte Beschreibung oder Abbildung.

Die Frage, ob und mit welcher dieser verschiedenen Spezies die Form von der Forzella zu vereinigen wäre, gestaltet sich ziemlich schwierig, da diese Forzellaformen außerordentlich variabel in ihrer äußeren Gestaltung sind. Es zeigt sich an dieser Form wieder, ähnlich wie bei der zuvor besprochenen *Daonella*, daß die Variabilität einer Spezies gewissermaßen steigt mit dem Anwachsen der zu untersuchenden Individuenzahl, und daß man den Speziesbegriff eher zu weit als zu eng fassen muß. Ich habe wegen dieser Variabilität eine größere Anzahl von Stücken meines Materials abgebildet und lasse zunächst ihre Beschreibung folgen.

Der äußere Umriß zeigt Übergänge von der rundlich pentagonalen Form (Fig. 9, 15) zu länglich elliptischen (Fig. 1); ein anderer Typus ist die breite mehr dreiseitige Form (Fig. 7, 13). Die große Klappe ist kräftig gewölbt und zeigt in extremen Fällen eine leichte Abplattung auf dem Rücken (Fig. 1), die sich zu einer flachen Einbuchtung in der Richtung des Stirnrandes entwickeln kann. Die kleine Klappe ist in der Regel schwächer gewölbt als die große, doch finden sich auch hier wieder Übergänge zu Formen, bei denen die Wölbung der der großen Klappe gleichkommt (Fig. 3—4). Das Charakteristische der kleinen

Klappe ist das schon besprochene lange Medianseptum, sowie eine Depression, die manchmal nur schwach entwickelt ist, aber niemals fehlt. Sie beginnt am Wirbel ziemlich schmal und verbreitert sich dann bei entsprechender Verflachung bis zum Stirnrand. Die Folge dieser Depression ist eine Abstutzung der Stirn, sodaß die Kommissur meist horizontal in gerader Linie oder mit einer ganz leichten Einbuchtung gegen die große Klappe verläuft. Der kräftige, lange und übergebogene Schnabel ist leider in den meisten Fällen etwas abgebrochen.

Fiel es schon BITTNER schwer, seine verschiedenen Typen scharf von einander zu trennen, indem gewisse Übergangsformen zwischen zwei Spezies aufzutreten schienen, so ist diese Schwierigkeit bei den Formen von der Forzella noch größer. Um nicht durch subjektive, vielleicht irrige Eindrücke beim Vergleichen der Stücke und Abbildungen der verschiedenen Typen getäuscht zu werden, wurden genau die Dimensionen nach den BITTNERschen Abbildungen gemessen und hieraus zwei Indices I^1 und I^2 berechnet. In nachstehender Tabelle bedeutet I^1 das Verhältnis von Höhe zu Breite, I^2 dasjenige von Breite zu Dicke, und zwar stehen an erster und zweiter Stelle jedesmal die Extreme, an dritter Stelle die daraus sich ergebenden Mittelwerte der Berechnung.

	I^1			I^2		
	Min.	Max.	Med.	Min.	Max.	Med.
Cruratula Beyrichii . . .	1	1,2	1,12	1,54	2,22	1,82
„ *carinthiaca* . .	1,25	1,41	1,32	1,25	1,29	1,26
„ *Eudoxa* . . .	1,10	1,31	1,22	1,20	1,58	1,30
„ *faucensis* . .	0,80	1,13	0,98	1,75	2,38	2,04
„ *Eudora* . . .	0,67	1,60	0,99	1,80	2,42	2,16

Die nächste Tabelle gibt die Höhe, Breite und Dicke, sowie die sich daraus ergebenden Indices I^1 und I^2 der in dieser Arbeit abgebildeten Formen von der Forzella wieder.

	H.	Br.	D.	I^1	I^2
Cruratula carinthiaca var. *Beyrichii*					
Fig. 5	18,5	16	10	1,15	1,60
Fig. 6	15	18	8,5	1,15	1,58
Fig. 7	15	14	9	1,07	1,55

	H.	Br.	D.	I¹	I²
carinthiaca sens. str.					
Fig. 1	17	13	11,5	1,30	1,13
Fig. 2	17	14	10	1,21	1,40
Fig. 3	14	10	8	1,40	1,25
Fig. 4		14	11,5		1,21
var. cf. *Eudoxa*					
Fig. 8	14	12	8	1,16	1,50
Fig. 9		11	8		1,47
Fig. 12		13,5	8,5		1,53
var. *pseudo-faucensis*					
Fig. 13	11,5	11,5	6	1,00	1,91
Fig. 17		9	5		1,80
Fig. 18		12	7,5		1,6
Jugendexemplare					
Fig. 14	9,5	8	4,5	1,18	1,77
Fig. 16	7	6	3	1,18	2,00

Was zunächst *Cruratula Beyrichii* betrifft, so würden nach der Beschreibung Bittners u. a. die Fig. 5, 6 u. 7 auf Taf. IV dieser Spezies zuzurechnen sein. In seiner Definition hebt Bittner die stärkere Wölbung der großen Klappe gegenüber der kleineren und den langen, meist stark gekrümmten Schnabel hervor. Die „hohen, durch wulstige Seitenränder begrenzten Deltidialflächen" auf der Innenseite des Schnabels sind an unseren Exemplaren leider nicht gut zu beobachten. Ein weiteres Charakteristikum bildet die mehr oder weniger flache kleine Klappe mit einer flachen und weiten Mediandepression, die die Tendenz zeigt, gegen die Stirn hin noch mehr abzuflachen und nahezu zu verschwinden.

Diese Merkmale stimmen im allgemeinen gut mit meinen Formen überein, desgleichen die Indices. Die Schnäbel bei meinen Exemplaren sind meist abgebrochen oder schlecht erhalten, doch zeigt No. 7 noch einen recht langen gebogenen Schnabel. Charakteristisch ist die Übereinstimmung der kleinen Klappe meiner Exemplare mit der Bittnerschen Beschreibung.

Mit *Cruratula carinthiaca* sind die Forzellaformen durch Exemplare verbunden, wie sie in Fig. 1, 2, 3 u. 4 zur Abbildung gelangten. Sie zeichnen sich durch ihre langgestreckte, schmälere Form aus. Die Indices sind aus der Tabelle ersichtlich. Beide Klappen erscheinen fast gleich stark gewölbt. Auf der großen Klappe bildet sich eine Abplattung des Rückens heraus, die, sich verbreiternd, zur Stirnkommissur hinunterzieht und einer stärker ausgeprägten Depression in der kleinen Klappe (vergl. *Cr. Beyrichii*) entspricht. Bei Fig. 4 ist der Schnabel abgebrochen, doch ist

gerade dieses Exemplar besonders charakteristisch durch die starke Aufwölbung beider Klappen und stimmt hierin gut mit Fig. 20 Taf. XXXVII bei Bittner überein. Fig. 2 entfernt sich in dem Verhältnis von Breite zu Dicke $= I^2$ um 0,11 von dem Maximalwert der „*Carinthiaca*", bleibt ihr aber in der Gestalt sehr ähnlich.

Cruratula Eudoxa besitzt ihr Hauptmerkmal in der starken Überbiegung des Schnabels, die in dem Maßstabe bei den Forzellaformen nicht zu beobachten war. Auch weisen die Bittnerschen Formen eine deutliche Einbuchtung der Stirnkommissur gegen die große Klappe auf, die meinen Exemplaren fehlt. Andererseits zeigen aber doch einige von ihnen Anklänge an die *Eudoxa*. So schließen sich Fig. 8, 9 u. 12, der Form und den Indices nach, eng an ein Exemplar vom Raschberg an, das Bittner Taf. VI Fig. 8 abbildet und als *Cruratula* aff. *Eudoxae* beschreibt, indem er gleichzeitig auf die Ähnlichkeit dieser Form mit der „*Beyrichii*" hinweist.

Cruratula faucensis bei Bittner besitzt im allgemeinen Formen, deren Breite im Verhältnis zur Dicke beträchtlich ist, was durch den hohen 2. Index zum Ausdruck gelangt. Damit übereinstimmend, schließen sich diejenigen Forzellaformen, deren I^2 hoch wird, recht nahe an die „*faucensis*" an. Es sind speziell Fig. 13, 17, 18. Bei diesen wird die kleine Schale flach, beinahe deckelförmig und zeigt eine breite, deutlich ausgeprägte Depression. Ob zu dieser Form auch gewisse Jugendexemplare, z. B. Fig. 14 u. 16 von der Forzella, zu ziehen sind, ist zweifelhaft, da Bittner keine Jugendform der „*faucensis*" von gleicher Größe abbildet. Das Eigentümliche dieser ist eine sehr flache kleine Klappe, mit breiter, flacher Depression. Durch den hohen zweiten Index kommt die nicht unbeträchtliche Breite dieser Formen zum Ausdruck.

Cruratula faucensis hat zu verschiedenen Kontroversen zwischen Bittner einerseits und Rothpletz und Skuphos andererseits geführt. Nach dem Erscheinen des großen Brachiopodenwerkes, in dem Bittner 1890 den Cruratulacharakter der *faucensis* betonte, haben Rothpletz und Skuphos unzweideutig nachgewiesen, daß ihre „*faucensis*" eine *Rhynchonella* ist. Nun zeigen aber die Stücke von der Forzella, welche in der äußeren Gestalt dieser *faucensis* nahe stehen, deutlich punktierte Schalen. Es dürfte sich daher die Kontroverse so lösen, daß sowohl *Cruratula* als auch *Rhynchonella faucensis* bei ihrer großen Variabilität[1]) Formen bilden, die sich äußerlich, namentlich bei lädiertem Schnabel, sehr ähnlich werden, im Grunde aber nichts

[1]) Skuphos 1893 S. 175.

miteinander zu tun haben. Vielleicht könnte man für solche Nebenformen der *Cruratula* die Varietät *pseudo-faucensis* einführen. Zu dieser wären dann auch die beiden Formen zu stellen, die BITTNER aus dem Hallstädter Kalk zitiert mit der Angabe, daß bei diesen beiden eine deutliche Punktierung der Schale wahrzunehmen ist.

BITTNER beschreibt noch eine *Cruratula forficula*, die von ROTHPLETZ aufgestellt worden ist. Leider scheint bis jetzt nur ein Exemplar dieser Spezies vorzuliegen, sodaß eine Identifizierung mit einer der Forzellaformen nicht ratsam erscheint, doch möchte ich nicht unerwähnt lassen, daß einige von ihnen, z. B. Fig. 15, das scharfe, scherenartige Hervortreten der Seitenteile gegenüber der Depression in der kleinen Klappe sehr gut ausgeprägt zeigen.

Nach dem Vorstehenden sind in dem Material von der Forzella sicher Vertreter der *Cruratula Beyrichii, pseudo-faucensis (faucensis)* und der *carinthiaca* vorhanden, sowie Formen, die zwischen diesen Typen untereinander und der *Cruratula Eudoxa* vermitteln. Dadurch verlieren die besprochenen Spezies das Recht der Selbständigkeit, mögen aber als Varietäten beibehalten werden. Als Speziesname für die verschiedenen Varietäten ist *Cruratula carinthiaca* beizubehalten. Es wurden ca. 30—40 Exemplare von dem gesammelten Material untersucht. Die Art ist an der betreffenden Fundstelle sehr häufig.

Cruratula carinthiaca ist bekannt aus dem Füreder Kalk (= Wengener Schichten), den unteren Megalodus-Bänken (= Grenzschichten zwischen Raibler- und Torer-Schichten), St. Cassianer-Schichten, Raibler-Schichten der Lombardei. Die *Cruratula carinthiaca* var. *Beyrichii* ist bekannt aus rotem Hallstätter Kalk von Leisling und vom unteren karnischen Rötelstein und Sandling. *Cr. carinthiaca* var. *faucensis* gleichfalls aus dem rötlichen (karnisch.) Hallstätter Kalk.

Lima Telleri BITTN.

Taf. VI, Fig. 22.

Lima Telleri BITTNER 1895 S. 194, Taf. XXIV, Fig. 4.
? *Lima Spec.* SALOMON 1895 S. 108, Taf. IV, Fig. 5.

Diese kleine *Lima* fand sich in einem Exemplar zusammen mit der *Cruratula carinthiaca*. Sie ist kräftig gewölbt und fällt nach vorn ziemlich steil, nach hinten in gleichmäßiger Rundung ab. Die ca. 33 Radialrippen nehmen nach den Seiten zu an Stärke etwas ab und zwar liegen sie dicht beieinander ohne flache Zwischenräume. Die Berippung des vorderen Feldchens ist undeutlich. Ein nicht wesentlicher Unterschied gegen BITTNERS Beschreibung besteht darin, daß auf der Hinterseite die immer

schwächer werdenden Rippen bis dicht an das Ohr gehen. Beide Ohren sind von annähernd gleicher Größe. Von Bedeutung ist der Unterschied, den BITTNER gegenüber der *Lima striata* hervorhebt, daß nämlich die vordere Seite bei *Lima Telleri* steil abfällt und nicht wie bei *Lima striata* ausgehöhlt ist. Einen weiteren Unterschied sehe ich darin, daß scheinbar *Lima striata* viel dichter berippt ist, als *L. Telleri;* denn, zählt man die undeutlichen Rippen auf der vorderen Seite nicht mit, so hat *Lima striata* 36—40 Rippen, während ich auf dem entsprechenden Teil meines Exemplares nur 26 zähle. *Lima Telleri* ist bekannt von Esino und der Marmolata, die mit ihr sehr nahe verwandte *L. paulula* aus den Carditaschichten von Kärnten und Veszprem im Bakony.

Megaphyllites ex. aff. *Megaph. insecti* MOJS. und *Megaph. humilis* MOJS.

Vergl. S. 73, wo diese Form zusammen mit einem Exemplar vom Latemar beschrieben ist.

d) Loser Block aus dem Val Sorda.

Badiotella excellens nov. sp.

Taf. VI, Fig. 4a—b.

Diese prächtige Art erhielt ich von einem Bauern aus Medil, oberhalb Forno, der sie im obersten Val Sorda auf den Lastëi am Fuße des Latemar gesammelt hatte. Es sind zwei Stücke, die aus einem diploporenreichen Kalk-Dolomit stammen und als Steinkerne erhalten sind.

Die Form ist ausgezeichnet durch den steilen, sogar überhängenden Abfall auf der in Fig. 4 linken (vorderen), in Fig. 4a auf den Beschauer gerichteten Seite, während nach der anderen Seite die Schale sich allmählich senkt und ein deutliches Ohr bildet. Der Rücken ist etwas abgeflacht; ein in Fig. 4 horizontal gelegter Durchschnitt durch den mittleren Teil würde den in nebenstehender Figur abgebildeten Umriß haben. Das ungemein Charakteristische dieser Form ist der sehr spitze Wirbel, der sich nicht wie bei den Limen und Mysidiopteren nach vorn gegen den Steilabfall wendet, sondern gegen das deutliche, auf der Hinterseite liegende Ohr. Ob auf der anderen Seite des Wirbels auch ein Ohr vorhanden ist, ließ sich nicht feststellen. Die Skulptur besteht aus ca. 19 kräftigen, vom Wirbel ausstrahlenden, einfachen

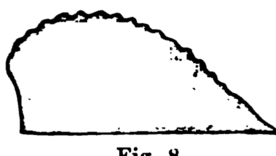


Fig. 8.

runden Rippen, deren Stärke gegen das Ohr zu abnimmt, bis sie ganz verschwinden. Das steile Feld auf der linken vorderen Seite erscheint glatt, das Schloß ist nicht zu erkennen.

Über die generische Stellung dieser Form bin ich lange im Zweifel gewesen, bis ich Gelegenheit hatte, die Originale der Broilischen[1]) Badiotellen zu sehen. Zu dieser Familie dürften meine Formen gehören, da die Badiotellen die gleichen charakteristischen Merkmale besitzen, nämlich den überhängenden Steilabfall auf der vorderen Seite, die Biegung des Wirbels nach der entgegengesetzten Richtung und ein kleines Ohr hinter dem Wirbel. Der beträchtliche Größenunterschied dürfte in genereller Hinsicht ohne Bedeutung sein.

e) Fundort vom Latemar Ostgipfel (anstehend).

Ceratites Rombergi nov. sp.

Taf. IV, Fig. 19, Textfig. 9.

Diese flache, stark involute Form liegt in zwei Exemplaren vor. Im Nabel erkennt man außer dem letzten noch drei bis vier weitere Umgänge. Die zahlreichen Sichelrippen streben von der Naht aus nicht ganz bis zur Mitte des Umgangs gegen vorne. Hier verdicken und verbreitern sie sich, ohne aber eigentliche Knoten zu bilden, zerschlitzen sich dann in zwei oder mehr fadenartige Rippen, biegen sich rückwärts bis zu drei Viertel der Umgangshöhe und wenden sich dann wieder nach vorne um; und zwar ist diese Biegung am schärfsten unmittelbar am Rande des abgeplatteten Externteiles. Über diesen setzen die Rippen in leichtem Bogen hinweg. In dem älteren Teil des letzten Umganges, dort wo die Berippung deutlich zurücktritt, sind drei knotige Dornen zu beobachten, entsprechend der Stelle, wo die Rippen sich zerschlitzen. Die größte Dicke erreicht der Umgang gleichfalls in der Höhe dieser Dornen. Von hier fällt die Schale flach dachförmig gegen die Naht und den Externteil ab.

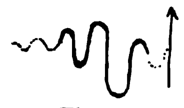


Fig. 9. Lobenlinie von *Ceratites Rombergi* n. sp.

Die sehr einfache nebenstehende Lobenlinie wurde durch Anätzen mit verdünnter Essigsäure sichtbar gemacht. Durch weiteres Anätzen ging sie dann wieder verloren.

Die Art der Berippung, sowie die Einfachheit der Lobenlinie weisen die Latemarformen zu *Ceratites* und zwar in die Gruppe des *Ceratites binodosus*. Am nächsten steht sie wohl den *Ceratites aviticus*, *cordevolicus* und *suavis* bei Mojsisovics,[2]) von denen

[1]) 1903 t. XX.
[2]) 1882 S. 28—26.

sie sich aber deutlich unterscheidet. Eine nahe Verwandtschaft besteht auch zu *Ceratites Prettoi* TORNQU.[1]), den TORNQUIST gleichfalls in die Gruppe des *Ceratites binodosus* stellt und zwar in nahe Beziehung zu *Ceratites Beneckei, Ragazzonii* und *corvarensis*. Zu beachten ist, daß *Ceratites suavis, aviticus, cordevolicus, Beneckei* und *Ragazzoni* der Zone des *Ceratites trinodosus* = Sturiakalken angehören, während *Ceratites Prettoi* aus den Subnodosus = obere Buchensteiner Schichten (TORNQU.), *Ceratites corvarensis* aus den Wengener Schichten = Zone des *Trach. Archelaus* bekannt ist. Es geht also diese Gruppe der nächsten Verwandten meiner Form vom Muschelkalk bis zu den Wengener Schichten, wenngleich die meisten der hier in Betracht kommenden Formen der Zone des *Ceratites trinodosus* (Sturiakalke) angehören. Die Dimensionen des *Ceratites Rombergi* sind:

D. = Durchmesser = 19,
H. = Höhe d. letzt. Umg. = 8,5,
Br. = Breite „ „ „ = 4,
N. = Nabelweite = 5.

Daraus ergeben sich die Indices D. zu N. = 3,8; D. zu H. = 2,23, H. zu Br. = 2,12.

Untersucht wurden: 1 gutes Exemplar und 1 Fragment.

Arpadites sp. ind. ex. aff. *A. Szabói* MOJS.

Taf. IV, Fig. 22a—b.

Arpadites Szabói MOJSISOVICS Abh. 1882 S. 55, Taf. XXVI, Fig. 2.
Arpadites sp. ind. ex. aff. *Szabói* MOJSISOVICS 1882 S. 56, Taf. XXV, Fig. 16 u. 28.

MOJSISOVICS bildet auf Taf. XXV, Fig. 16 u. 28 einen *Arpadites* ind. ex. aff. *Arpadis* ab, der im Text auf S. 56 als *Arp.* ex. aff. *Szabói* steht. Mit diesem stimmt ein Fragment vom Latemar gut überein, dessen Eigenart in den kräftigen, sichelförmig stark nach vorn geschwungenen Rippen liegt. Auf dem Externteil bilden die Rippenköpfe je einen deutlichen Seitenkiel zu beiden Seiten der Mediankiele. Lobenlinien ließen sich nicht beobachten.

Arpadites Szabói ist bekannt: aus der Zone des *Trach. Archelaus* im roten Kalk von Szt. Antalfa (Bakonywald), aus dem grauen Kalk von Esino, aus dem schwarzen Daonellenkalk von Prezzo in Judikarien, und der angeführte *Arp.* ex. aff. *Szabói* gleichfalls aus dem grauen Esinokalk der Val di Cino bei Esino.

---

[1]) 1898 S. 645.

Arpadites nov. sp. ex. aff. *A. Arpadis* Mojs.

Taf. IV, Fig. 21a—b.

cf. *Arpadites Arpadis* Mojsisovics 1882 S. 54, Taf. XXV, Fig. 29.

Von *Arpadites Arpadis* unterscheidet sich diese Spezies durch den breiteren Externteil, was darauf beruht, daß die seitlich aus den Rippenenden sich bildenden Kiele annähernd die Höhe der Mediankiele erreichen. Leider wurde bei einem Versuch, die Lobenlinie durch Ätzen freizulegen, der Externteil lädiert, doch tritt an einem kleinen Fragment die Beschaffenheit desselben noch deutlich hervor. Die Berippung stimmt gut mit der von *Arpadites Arpadis* bei Mojsisovics überein. Die Rippen sind breit, kräftig nach vorne gebogen, doch bei weitem nicht in dem Maße, wie bei der zuvor besprochenen Form. Zwischen die Primärrippen schalten sich regelmäßig etwas schwächere in $^{1}/_{4}$ der Windungshöhe ein, die gleichfalls bis zum Externteil reichen. Am Original sind die Rippen des inneren Umganges nicht so verschwommen wie bei der Zeichnung. Die Dimensionen dieser Art (I), verglichen mit denen des *Arp. Arpadis* (II) aus dem Val di Cino, den Mojsisovics abbildet, sind:

	I.	II.
$\frac{\text{Durchmesser}}{\text{Nabelweite}}$	2,16	2,17
$\frac{\text{Durchmesser}}{\text{Höhe d. letzt. Umg.}}$	3	3,35
$\frac{\text{Höhe}}{\text{Breite}}$ d. letzt. Umg.	1,6	1,83

weichen also wenig von einander ab.

Die Lobenlinie war leider trotz Ätzens nicht zu beobachten.

Arpadites Arpadis fand sich in der Zone des Trach. Archelaus aus dem Bakonywald; aus gelben Mergeln des Vogelberges bei Idria und im grauen Esinokalk der Val del Monte bei Esino.

Untersucht wurden: ein vollständiges Individuum und ein kleines Fragment.

Megaphyllites ex. aff. *M. insecti* Mojs. und des *Meg. humilis* Mojs.[1])

Taf. IV, Fig. 28, Textfig. 10.

Pinacoceras insectum Mojsisovics 1873 S. 44, Taf. XX, Fig. 1—7.
Pinacoceras humile Mojsisovics S. 46, Taf. XIX, Fig. 2—4, Taf. XX, Fig. 8—9.

Vom Latemar und von der Forzella liegt je ein glatter, involuter Cephalopode vor. Die Lobenlinien waren bei dem einen

[1]) Vergl. auch S. 69.

Exemplar garnicht, bei dem andern (siehe unten) nicht genau genug sichtbar zu machen. Varices fehlen auch, so daß die Bestimmung auf die Berechnung und die Diskussion der Indices angewiesen war. Die Form wies auf *Megaphyllites* hin und zwar speziell auf die etwas abgeflachten *Megaph. insectus, humilis, applanatus* und *transiens*. *Megaph. applanatus* dürfte von diesen wegen seiner eigenartigen Nabelgestaltung auszuschließen sein.

Bei den folgenden Indices des abgebildeten Latemarexemplares bedeutet D den Durchmesser der ganzen Form; H = Höhe und Br. = Breite des letzten Umganges, wobei Mittelwerte aus verschiedenen Messungen zugrunde gelegt wurden.

$$\frac{D}{H} = 1{,}61 \quad \frac{H}{Br.} = 1{,}42 \quad \frac{D}{Br.} = 2{,}46.$$

Mojsisovics erwähnt von *Megaph. transiens*, daß er zwischen *Megaph. insectus* und *humilis* stehe, was durch seine Indices zum Ausdruck kommt. Unsere Form steht den Indices nach gleichfalls zwischen *humilis* und *insectus*, doch dürfte es verfehlt sein, nur auf Grund der angeführten Daten die Latemarform speziell zu *Megaph. transiens* zu stellen. Ich ziehe es daher vor, sie als in die Gruppe des *Megaph. insectus-humilis* gehörig anzuführen. Bei *Megaph. humilis* schwankt:

$$\frac{D}{H} = 1{,}73-1{,}8 \quad \frac{H}{Br.} = 1{,}40-1{,}53 \quad \frac{D}{Br.} = 2{,}4-2{,}66.$$

Bei *Megaph. insectus:*

$$\frac{D}{H} = 1{,}66-1{,}72 \quad \frac{H}{Br.} = 1{,}11-1{,}24 \quad \frac{D}{Br.} = 1{,}84-2{,}09.$$

Megaph. transiens gibt:

$$\frac{D}{H} \; 1{,}63 \quad \frac{H}{Br.} \; 1{,}35 \quad \frac{D}{Br.} \; 2{,}21.$$

Die Indices des *Megaphyllites* von der Forzella ergaben:

$$\frac{D}{H} = 1{,}80 \quad \frac{H}{Br.} = 1{,}30 \quad \frac{D}{Br.} = 2{,}33,$$

ich möchte ihn daher in diese Reihe stellen.

Seine Lobenlinie hat ungefähr folgenden Verlauf (Fig. 10).

Fig. 10.

Man kennt *Megaphyllites insectus* aus der Norischen Stufe (Sandling); *Megaph. humilis* aus 1. der Norischen Stufe (Sandling), 2. Karnischen Stufe zusammen mit *Bucephalus subbullatus*.

Zahl der untersuchten Exemplare: je ein Exemplar vom Latemar und von der Forzella.

Megaphyllites cf. *Jarbas-sandalinus* MOJS.
Taf. IV, Fig. 20.

Pinacoceras sandalinum MOJSISOVICS 1873 S. 44.
Megaphyllites sandalinus MOJSISOVICS 1882 S. 191, Taf. LIII, Fig. 1 u. 2.
Pinacoceras cf. *Jarbas* MOJSISOVICS 1873 S. 47, Taf. XIX, Fig. 9, 10 u. 16.
Megaphyllites JARBAS, MOJSISOVICS 1882 S. 193, Taf. LXXX, Fig. 7—8.

Auf dieselbe Art der spezifischen Bestimmung war ich bei dieser Form angewiesen, die gleichfalls unverkennbaren Megaphylliten-Charakter trägt: gänzliche Involution bei flacher, scheibenförmiger Gestalt. Auf dem runden Externteil erkennt man teilweise deutliche Epidermiden. Varices sind nicht vorhanden; die Lobenlinie ließ sich trotz Anätzens nur ganz unvollkommen und schlecht erkennen.

Die Indices ergaben:

$$\frac{D}{H}[1] = 1{,}64—1{,}75 \quad \frac{H}{Br.} = 1{,}75—1{,}87 \quad \frac{D}{Br.} = 2{,}83—3.$$

Zum Vergleich führe ich die Indices offenbar nahestehender Formen an, wie sie sich aus den Arbeiten von MOJSISOVICS ergaben:

Megaph. obolus:

$$\frac{D}{H} = 1{,}71—1{,}80, \quad \frac{H}{Br.} = 1{,}53—1{,}55 \quad \frac{D}{Br.} = 2{,}66—2{,}76.$$

Megaph. oenipontanus:

$$\frac{D}{H} = 1{,}68 \quad \frac{H}{Br.} = 1{,}66 \quad \frac{D}{Br.} = 2{,}8.$$

Megaph. Jarbas:

$$\frac{D}{H} = 1{,}54—1{,}68 \quad \frac{H}{Br.} = 1{,}57—1{,}76 \quad \frac{D}{Br.} = 2{,}64—2{,}82.$$

Megaph. sandalinus:

$$\frac{D}{H} = 1{,}69 \quad \frac{H}{Br.} = 1{,}8 \quad \frac{D}{Br} = 2{,}93.$$

Am wichtigsten für die Beurteilung der Zugehörigkeit sind die Indices $\frac{H}{Br.}$ und $\frac{D}{Br.}$, da diese die seitliche Abflachung der Formen zum Ausdruck bringen. Somit dürfte also der Megaphyllit vom Latemar in die Nähe des *sandalinus* und *Jarbas* zu stellen sein. Ich führe ihn auf als „*Megaph.* cf. *Jarbas* und cf. *sandalinus* MOJS.“[2], da ich auch in diesem Falle nicht wage, bloß gestützt auf die Messungen, eine sichere Speziesbestimmung vorzunehmen.

---

[1]) Vergl. S. 78.

[2]) Diese sind, wie MOJSISOVICS ausdrücklich hervorhebt, eng mit einander verwandt, ja MOJSISOVICS hält den *M. Jarbas* sogar direkt für einen Nachkommen des *M. sandalinus*.

Megaphyllites Jarbas ist bekannt aus der Zone des Trach. Aonoides und der Zone des Trach. Aon.: St. Cassian; *Megaphyllites sandalinus* aus der Zone des *Ceratites trinodonus*.

Zahl der untersuchten Exemplare: 3.

Arcestes sp.

Kleine, ca. 3/4 cm große indifferente Arcesten treten verhältnismäßig häufig am Latemar auf. Eine spezifische Bestimmung ist aber nicht möglich.

Didymospira (Anisactinella) Salomoni nov. sp.

Taf. IV, Fig. 24—28 u. 30, Textfig. 11—14.

Diese neue *Didymospira* ist der Individuenzahl nach bei weitem der wichtigste Brachiopode für die Fundstelle auf dem Latemar. Die Schalen sind gewölbt, manchmal kugelig. Ihre Faltung ist außerordentlich kräftig, so daß für den Weichkörper des Tieres ein relativ kleiner Raum übrig bleibt. Die große Klappe trägt sechs Falten, und zwar treten die beiden Medianfalten gegen die dominierenden Seitenfalten zurück. Auf letztere folgt dann je noch eine schwächere Falte dicht neben der Seitenkommissur. Die Kommissur ist lorikat[1]), infolgedessen haben wir auf der kleinen, der Dorsalklappe, sieben Falten. Von den fünf mittleren Hauptfalten ist die median gelegene schwächer entwickelt als die seitlich unmittelbar folgenden. Diese sind, analog den Verhältnissen in der Ventralklappe, am stärksten und schließen gewissermaßen einen Sinus ein, in dem die Medianfalte als Sekundär-Erhebung liegt. Das nächste Faltenpaar ist gleichfalls kräftig entwickelt, während das äußerste Paar an Stärke die Medianfalte etwas übertrifft. Vielleicht empfiehlt es sich, bei solchen Formen mit stark ausgeprägter Faltung eine Formel aufzustellen analog der Zahnformel bei Lamellibranchiaten oder Wirbeltieren. Es käme dabei gleich die Art der Kommissur, ob lorikat oder cinct zum Ausdruck. Es ließe sich hierdurch, bei gleichzeitiger Nummerierung der Rippen, eine Vereinfachung der Beschreibung erzielen. Die Ziffern oberhalb des Teilstriches entsprechen dann der Dorsal-, die unteren der Ventralklappe. So würde z. B. für unsere *Didymospira* die Formel lauten müssen



Fig. 11 (25).



Fig. 12 (27).

$$\frac{4\ 3\ 2\ 1\ 2\ 3\ 4}{3\ 2\ 1\ 1\ 2\ 3}$$

[1]) Nebenstehende Figuren geben die Stirnansichten zu Fig. 25 u. 27 auf Taf. IV an.

$$\text{oder} \quad \frac{4 \circ 3 \circ 2 \circ 1 \circ 2 \circ 3 \circ 4}{3 \circ 2 \circ 1 \circ 1 \circ 2 \circ 3.}$$

Die konvergierenden Falten in beiden Klappen treffen sich erst unmittelbar am Wirbel. Das mediane Paar der Ventralklappe läuft oft fast parallel bis in die Nähe desselben (Fig. 30). Der kleine spitze Schnabel der großen Klappe krümmt sich etwas. Eine Area ist in beiden Klappen vorhanden, in der Dorsalschale klein und schmal, in der ventralen größer, wie es nebenstehende Figur in vergrößertem Maßstabe wiedergibt. Der Schloßrand verläuft gerade. Die dicke Schale splittert bei ihrer faserigen Beschaffenheit namentlich an den Falten leicht los, so daß bei den lädierten Exemplaren das Verhältnis der Falten und ihrer Größe oft ein ganz anderes ist als bei intakten. Die Fasern auf der Medianrippe der kleinen Schale konvergieren nicht.





Fig. 13.

An einer Reihe von Exemplaren wurde das Verhältnis von größter Breite zur Höhe und zur Dicke bestimmt und zwar wurde letztere von der Tangentialebene an die beiden Medianrippen (Ventralschale) zur unpaaren Mittelrippe der kleinen Klappe gemessen:

$I^1 = \frac{\text{Breite}}{\text{Höhe}}$	1,2	1,25	0,92	1,2	1,05	1	1	1,2
$I^2 = \frac{\text{Breite}}{\text{Dicke}}$	2	1,60	1,6	1,69	1,66	1,8	1,66	1,71

Zwei Exemplare wurden angeschliffen, um den Bau der Spirale zu studieren (siehe Fig. 14).

Es zeigte sich deutlich eine Doppelspirale und zwar derart, daß eine breitere Lamelle in parallelem Abstand von einer zweiten dünneren begleitet wird. In der Abbildung gelangte die Sekundärlamelle nicht zum Ausdruck. Die Ansatzstelle der Schleifen konnte nicht völlig unzweideutig festgestellt werden, doch scheint es, als ob von den Crura (23—19) eine kräftige Lamelle bis etwa in ein Drittel der Schalenhöhe von oben abwärts geht und sich dort mit der entsprechenden anderen Lamelle zu einer Brücke vereinigt (I, 13—18). Diese gabelt sich näher der Dorsalseite (I, 14—8) und sendet nach rechts und links ihre Spiralkegel aus. Das zweite Exemplar (II) wurde noch angeschliffen um die Brücke unzweifelhaft zu beweisen. Eine genaue Feststellung der Verhältnisse in der Nähe der Anwachsstellen ließ auch dieses Exemplar nicht zu.

Man könnte *Didymospira Salomoni* infolge ihrer kräftigen

eckigen Faltung auf den ersten Blick für eine *Rhynchonella* halten, eventuell aus der Gruppe der *Rhynch. decurtata*. Das Vorhandensein einer Area in beiden Schalen, vorzüglich in der größeren, weist auf *Spirigera* hin. *Spiriferina* kam trotz des

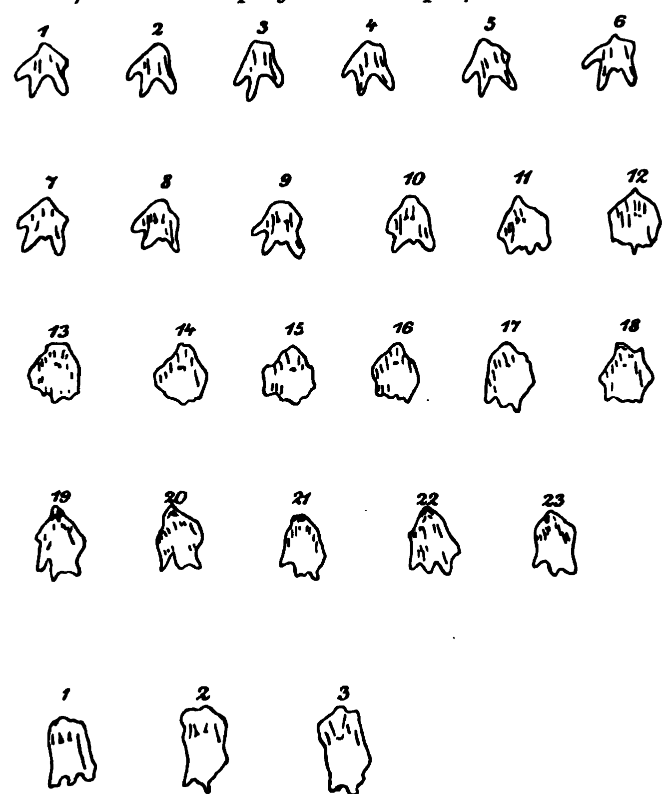


Fig. 14. Schliffzeichnungen von *Didymospira Salomoni* nov. sp.

graden Schloßrandes wegen der faserigen Beschaffenheit der Schale nicht in Frage. Das Vorhandensein der Doppelspirale reiht unsere Form in die Gruppe der Didymospiren (SALOMON) ein. Zum Unterschied gegen andere Didymospiren sei folgendes bemerkt: Am nächsten steht *Did. Salomoni* der *Did. veneziana* in der Art der kräftigen, etwas steilen Berippung, dem steilen Abfall der seitlichen Schloßränder, sowie in dem Zurücktreten der Mittelrippe der kleinen Klappe gegen die übrigen Rippen. Allein *Did. veneziana* besitzt nur vier bezw. fünf Falten. *Did. Stoppanii*[1]) besitzt dagegen die gleiche Rippenzahl, doch sind bei

[1]) SALOMON 1895.

ihr die Falten flacher, und die Stirnkommissur bildet nicht, wie bei *Did. Salomoni*, eine scharf gezackte, sondern eine mehr einheitlich wellenförmig geschwungene Linie.

30—40 Exemplare wurden näher untersucht.

Didymospira (Anisactinella) octo-plicata nov. sp. ex. aff. *D. Salomoni.*

Taf. IV, Fig. 29.

Unter den zahlreichen Exemplaren der *Didymospira Salomoni* fanden sich zwei, die durch die Art der Berippung sich deutlich unterschieden. Leider ist nur das eine von beiden Exemplaren gut erhalten. Statt sechs bezw. sieben Rippen besitzen diese Formen acht bezw. neun Rippen. Dadurch erhält die Form eine mehr fächerförmige Gestalt. Die 4 bezw. 5 Mittelfalten sind untereinander ziemlich gleichwertig.

Ein Übergang von *Did. Salomoni* zu *Did. octoplicata* wurde trotz der zahlreichen untersuchten Exemplare der ersteren Spezies nicht beobachtet.

Didymospira (Anisactinella) pachygaster nov. sp. ex. aff. *D. Salomoni.*

Taf. IV, Fig. 31 u. 33.

Von *Didymospira Salomoni* unterscheiden sich auf den ersten Blick eine Reihe von Individuen durch ihre große Dicke. Die Messungen an mehreren Exemplaren ergaben das Verhältnis:

$$I^2 \frac{\text{Breite}}{\text{Dicke}} \quad 1{,}2 \quad 1{,}22 \quad 1 \quad 1{,}23 \quad 1{,}1, \quad 1$$

mit konstanter Abweichung gegen das gleiche Verhältnis bei *Did. Salomoni.* Zudem ist bei *Did. pachygaster* der Wirbel der großen Klappe viel stärker umgebogen als bei der *Did. Salomoni*, so daß er sich noch über den Wirbel der kleinen Klappe legt. (Vergl. Exempl. Fig. 33). Übergänge zwischen beiden Didymospiren ließen sich nicht feststellen (es wurden 20 Exemplare der *Did. Salomoni* zum Vergleich gemessen), sodaß die Aufstellung einer besonderen Spezies gerechtfertigt erscheint.

Zahl der untersuchten Exemplare: 6.

Spirigera trigonella Schloth. sp.

Taf. IV, Fig. 32, 34.

Literatur bei Bittner 1890 S. 17.
Spirigera trigonella Tommasi 1894 S. 72, Taf. I, Fig. 5.
Spirigera trigonella Philippi 1895 S. 121, Taf. XXI, Fig. 4.

Die Formen vom Latemar sind recht klein, 5—6 mm hoch, ihre Zugehörigkeit zu *Sp. trigonella* ist sicher. Am meisten

stimmt wohl jene *Sp. trigonella* mit dem Latemartypus überein, die BITTNER als *Sp.* cf. *trigonella* aus dem Dachsteinkalk im Hochschwabgebiet (Hochsteinwände bei Buchberg)[1]) abbildet und beschreibt. Ein spezifisches Charakteristikum der Latemarformen ist die tiefere Ausbuchtung der Furchen auf der Ventralklappe gegenüber denen der Dorsalseite. Hierdurch nähern sich die Formen vielleicht der var. *semicincta* (BITTNER Taf. XXXVI, Fig. 29), ohne jedoch die übrigen Merkmale dieser Varietät zu besitzen.

Als var. *crassa* möchte ich Exemplare (Fig. 34) anführen, die sich durch die starke Aufblähung ihrer Schalen deutlich von den übrigen Exemplaren unterscheiden.

Zahl der untersuchten Exemplare: im Ganzen 5, davon zwei der var. *crassa* zugehörig.

Spirigera (Diplospirella) Wissmanni Mstr. sp. var. *angulata* nov. var.

Taf. V, Fig. 1—2.

Spirigera Wissmanni Mstr. BITTNER 1890 S. 79, Taf. II, Fig. 6—9.

Von dieser Spezies liegen 16 Exemplare vor, die unter sich kaum variieren. Die Schale ist glatt und deutlich gefasert, infolgedessen springt sie leicht aus dem Gestein heraus. Die Fasern der Schalen konvergieren in beiden Klappen in der Medianebene gegen die Stirn, nach BITTNER ein sicheres Kennzeichen für die Zugehörigkeit solcher Formen zu den Spirigeren. Der kräftige Schnabel der großen Klappe biegt sich über den Wirbel der kleinen Klappe.

Das Charakteristische unserer Form ist der Umriß der Kommissur, der ein scharfes Pentagon mit ziemlich geraden Seiten darstellt (Fig. 1 a b und 2 a b). Die Stirnkommissur bildet die Basalseite und ist etwas kürzer als die übrigen 4 Seiten, die in der kleinen Klappe untereinander ziemlich gleich sind. In beiden Klappen entspricht sich eine ganz schwache Depression in der Medianebene, sodaß die Kommissur an der Stirn sich etwas gegen innen, also cinct einbuchtet. Beim Anschleifen ergab sich eine doppelte Armspirale

Am ehesten gleichen die Latemarformen der Fig. 6 Taf. II S. 80 bei BITTNER, die einen Spezialfall der *Sp. Wissmanni* darstellt. Da aber meine Formen sämtlich diesen 5 seitigen Habitus aufweisen, so ist ein besonderer Varietätenname am Platze. Zur Abtrennung einer besonderen Art reichen die Merkmale nicht aus.

---

[1]) 1890 S. 274.

Spiriferina pia var. *dinarica* Bittn.

Taf. V, Fig. 16, 17, 18.

Spiriferina aff. *pia* Bittner 1890 S. 52.
Spiriferina pia var. *dinarica* Salomon 1895 S. 889 u. 140, Taf. II, Fig. 20—22.

Die deutlich punktierte große Schale trägt einen langen kräftigen, etwas gekrümmten Schnabel. Bei einem der Exemplare Fig. 18 bildet sich ein leichter Sinus heraus, der bis an die Schnabelspitze hinaufreicht. Bei Nr. 16 ist dieser Sinus nur gerade noch angedeutet. Die gleichmäßige Berippung der großen Klappe wird gebildet von 18 Radialleisten; eine konzentrische Anwachsstreifung bildet sich gegen den Stirnrand hin aus, dieser selbst ist aber an meinen Exemplaren nicht mehr erhalten.

Durch ein Fragment der großen Klappe, an dem das entsprechende Stück der kleinen Klappe noch erhalten war, ließ sich die spezifische Zugehörigkeit zweier loser kleiner Klappen zu den vorbeschriebenen großen erweisen. Diese kleinen Klappen (vergl. Fig. 17) stimmen vollkommen mit der von Salomon und Bittner gegebenen Beschreibung der *Spiriferina pia* var. *dinarica* überein. Es ist noch darauf hinzuweisen, daß bei dem Original zu Fig. 18 der Wirbel etwas nach rechts verbogen ist.

Zahl der Exemplare: zwei große, zwei kleine Klappen und ein Fragment.

Rhynchonella ex. aff. *lycodon* Bittn.

Taf. V, Fig. 8 (4).

Rhynchonella lycodon Bittner 1892 (Abh.) S. 81, Taf. IV, Fig. 25—26.
(*Rhynchonella cimbria* Bittner 1890 S. 48, Taf. XXXI, Fig. 24).

Diese Rhynchonellen zeichnen sich durch ihre schlanke, etwas in die Länge gezogene Form aus. Der gerade Schnabel ist spitz; die wulstartige Berippung bildet eine loricate Kommissur. Vom Schnabel der großen Klappe aus entwickelt sich ein kräftiger Wulst, der ungefähr in ein Viertel der Schalenlänge (gerechnet von der Spitze des Schnabels aus) sich in zwei sehr kräftige Rippen spaltet, die einen Sinus umschließen, ein Merkmal, das diese Rhynchonellen in die Gruppe der *Decurtata* verweist. Die Seitenfelder zeigen je rechts und links noch die schwache Andeutung einer weiteren Falte. Der mäßig steile Abfall der Medianrippen zur Seitenkommissur beträgt etwa 45°. Die Dorsalschale trägt drei wulstige breite Rippen, von denen die mittlere dem Sinus der großen Schale entspricht; sie entspringt in $^1/_3$ der Schalenhöhe vom Schloßrand an gerechnet und verbreitert sich kontinuierlich in der Form eines gleichschenkligen schmalen Dreiecks. Von dem Wirbel wird sie durch die beiden Seiten-

wülste ausgeschlossen, die sich zwar nicht vereinigen, doch im oberen Schalendrittel sich aneinander legen. Es nehmen diese Seitenwülste ziemlich die ganze Breite der Seitenfelder ein. Die große Ähnlichkeit mit *Rh. lycodon* Bittn. tritt sofort entgegen, nur ist die Latemarform nicht so schlank wie jene; da außerdem der Stirnrand bei meinen zwei Exemplaren nicht ganz erhalten ist, so führte ich diese Form unter *Rh.* ex. aff. *lycodon* auf.

Rh. lycodon Bittn. stammt aus den Korallenkalken der Rax, die nach Bittner entschiedene Beziehungen zur Fauna des Dachsteinkalkes, vielleicht auch zu jener des Hallstätterkalkes haben, daneben aber auch Anklänge an St. Cassianer Arten aufweisen.

Anschließend an diese *Rh.* ex. aff. *lycodon* sei eine einzelne Form von spitz-dreieckiger Gestalt (Fig. 4, Taf. V) angeführt, die vielleicht als Jugendform der vorbeschriebenen zu gelten hat. Die Faltung ist analog der bei *Rh. lycodon*, doch nur ganz schwach entwickelt, die Schale flach, der Schnabel kräftig. Die Form erinnert an *Rh. cimbrica* (Bittner Taf. XXXI, Fig. 24), doch ist bei dieser der Schnabel nicht so kräftig entwickelt und die Faltung erscheint in der Abbildung schwächer.

Zahl der Exemplare: *Rh. lycodon* 2, cf. *cimbrica* ? 1.

Rhynchonella Caressae nov. sp.

Taf. V, Fig. 5 u. 6.

Diese neue Form gehört jedenfalls auch in die *Decurtaten*-Reihe der Rhynchonellen und zwar offenbar in die Nähe der vorbeschriebenen Spezies. Bei gleicher faseriger Schalenstruktur, Schnabelform und gleichem Gesamthabitus unterscheidet sie sich von ihr dadurch, daß der Mittelwulst der kleinen Klappe sich nochmals einfurcht, und dementsprechend sich im Sinus der großen Klappe eine sekundäre Falte bildet. Diese sekundären Faltungsprodukte sind kurz und reichen, von der Stirn aus gemessen, nur bis ca. 1 Drittel der Schalenhöhe. Des weiteren zeigt sich auch auf der großen Klappe in den Seitenfeldern jederseits noch eine schwache Falte, die bei *Rh.* ex. aff. *lycodon* nur angedeutet war. Ein anderer Unterschied gegen diese Form ist die größere Breite, und zwar gibt *Rh. Caressae* im Horizontaldurchschnitt ungefähr die Gestalt eines gleichseitigen Pentagones, dessen größte Breite im oberen Schalendrittel liegt. Wie bei *Rh.* ex. aff. *lycodon* ist der Abfall der Seitenteile zur Kommissur mäßig geneigt, etwas weniger als 45°. Das Verhältnis von Höhe zu Breite zu Dicke, letztere gemessen von Wulst zum Sinus, gibt bei dem besten Exemplare 8,5 : 7,5 : 4. Ein zweites Exemplar ist leider nicht vollständig erhalten (Fig. 5). Es unterscheidet

sich von dem andern durch stärkere Aufwölbung der kleinen Klappe, die vornehmlich im Medianwulst zu Tage tritt. Bei diesem Individuum beträgt das Verhältnis von Breite zu Dicke 9 : 7. Eine Ähnlichkeit dieser neuen Form mit *Rh. alteplecta* speziell der Fig. 12 auf Taf. XXXVII bei Bittner scheint vorzuliegen, doch besitzt dies Exemplar einen übergebogenen Schnabel, während bei *Rh. Caressae* der Schnabel gerade gestreckt ist. Ein weiterer Unterschied ergibt sich aus der schon betonten Lage der größten Breite im obersten Schalendrittel. Bittner stellt nun Formen mit gradem Schnabel dieser Art zu *Rh. decurtata* var. *vivida*, die aber mit den unsrigen keine Ähnlichkeit aufweist.

Rhynchonella E. Suessi nov. sp.

Taf. V, Fig. 10.

Von dieser eigenartigen und sehr charakteristischen Form liegt leider nur ein einzelnes Exemplar vor, das zudem auch etwas deformiert ist und kleinere Verletzungen aufweist, die jedoch die Eigenart der Form nicht berühren. Die Schale ist deutlich gefasert. Das vorzüglichste Merkmal dieser Rhynchonelle ist der überaus stark entwickelte Sinus der großen Klappe, dem in der Dorsalklappe ein hoher Wulst entspricht, so daß diese eigentlich zur größeren Klappe wird. Der Sinus reicht nicht bis zum Wirbel, sondern wird durch die Vereinigung seiner beiden Flankenrippen von diesem abgetrennt. Ein Verhalten, das auch diese Form in die Gruppe der *Rh. decurtata* verweist. In der Ventralklappe findet keine weitere Faltung statt. Die Seitenfelder fallen in glatter Fläche, flügelartig zu den geschweiften Seitenkommissuren ab. Die den Sinus begrenzenden Kanten sind scharf und zwar beträgt der Winkel an ihnen zwischen den Sinuswänden und den Seitenflügeln ungefähr 90°.

Die Entfernung vom Vereinigungspunkte der Sinuskanten bis zu der Stelle, wo diese Flanken die Stirnkommissur erreichen, ist ungefähr gleich der Strecke von diesem letzten Punkte bis zur Zungenspitze, so daß der Sinus eine eigentümliche, regelmäßige, eckige Gestalt annimmt, die ungefähr dem Hohldrucke eines Tetraeders, dessen Kante in der Medianebene der Form liegt, gleicht. Die Dorsalklappe ist bauchig und dreilappig. Neben dem Medianwulst liegen jederseits die gleichfalls kräftig aufgetriebenen Seitenstücke. Der Wirbel der Dorsalklappe ist kräftig gewölbt. Am nächsten verwandt mit dieser *Rhynchonella* scheint Bittners *Rh. Laucana*[1]) zu sein, die ihrerseits wieder der *Rh. regilla* aus den Hallstätter Kalken nahesteht, doch unter-

[1]) Himalaya Foss. 3, S. 2, t. 8, f. 5—6.

scheidet sich die Latemarform von der *Laucana* durch die scharfen Sinuskanten, die an die *Rh. teutonica* erinnern.

Zum Vergleich wurden die Dimensionen der *Rh. Suessi* mit der *Laucana* und *regilla* gemessen.

	Rh. Suessi (1 Expl.)	*Rh. Lauc.* (2 Expl.)		*Rh. regilla* (2 Expl.)	
Höhe:	18	25	22	15,5	24,5
Breite:	18	27	28	17	28
Index: $\frac{H.}{Br.}$	1	0,92	0,78	0,91	1,6

Durch die steile Ausbildung des Sinus erscheint *Rh. E. Suessi* auch schmäler als *Rh. Laucana*, wenn auch, wie der Index zeigt, der Unterschied gegen das erste Exemplar kein sehr großer ist. Zu erwähnen wäre vielleicht noch die Ähnlichkeit mit *Rh. protractifrons* (Bittner Taf. XXXI, Fig. 22), doch besitzt diese Form einen viel schwächeren und breiteren Sinus.

Anzahl der untersuchten Exemplare: 1. Fundort: Latemar-Ostgipfel.

Rhynchonella cf. *bajuvarica* Bittn.

Taf. V, Fig. 8—9.

Rhynchonella bajuvarica Bittner 1890 S. 162, Taf. XLI, Fig. 1—5.

Drei kleine faserschalige Exemplare. Die Form ist sehr charakteristisch durch ihre Ähnlichkeit mit einer geballten Faust. Die größere Klappe besitzt einen Sinus und je eine Seitenfurche. Im Sinus liegen zwei sekundäre Falten. In der kleinen Klappe entsprechen diesen eine flache Median- und jederseits eine Seitenfurche. Die Kommissur ist loricat. Das Verhältnis von Höhe zu Breite zu Dicke ist = 3 : 3 : 2.

Es dürfte diese Latemar-Form der *Rhynchonella bajuvarica* Bittner entsprechen, doch sind die drei Exemplare zu klein, um die Bestimmung als ganz gesichert hinzustellen. Am besten stimmt das Bittnersche Original zu Fig. 5 mit meiner Form überein. Die übrigen Exemplare sind flacher. Man kennt *Rh. bajuvarica* aus den „sog. St. Cassianer Schichten" (Partnach-Schichten) der Bayrischen Alpen.

Rhynchonella Richthofeni nov. sp.

Taf. V, Fig. 11—15.

Diese neue *Rhynchonella* besitzt einen äußerst charakteristischen Habitus. Von der großen Klappe gesehen, erscheint die Form spitz dreieckig mit abgestutzten Basalecken. Die Faltung

ist kräftig. Die große Klappe trägt einen breiten Sinus, dem in der kleinen Klappe eine Bauchung entspricht. Die Kommissur ist loricat, und zwar entsprechen den zehn Falten der großen Schale 11 Falten auf der kleinen. In der großen Klappe sind die beiden den Sinus einschließenden Falten am stärksten entwickelt. Sie konvergieren in spitzem Winkel gegen den Schnabel, vereinigen sich aber schon vor diesem im obersten Viertel der Schalenhöhe und schließen so die beiden im Sinus liegenden Mittelfalten von dem Wirbel selbst aus. Von den 11 Rippen der kleinen, kräftig aufgewölbten Klappe vereinigen sich die drei mittleren im oberen Schalendrittel. Die äußersten Rippen sind z. T. nicht mehr recht deutlich entwickelt. Zu beiden Seiten des spitzen und kräftigen Schnabels ist der Schloßrand gebogen. Die Struktur der Schale ist deutlich faserig. Ein Armgerüst war nicht zu beobachten, doch ergab das Anschleifen der Dorsalklappe das Vorhandensein eines kleinen Medianseptums.

Die äußere Form, vor allem der Ausschluß der beiden Mediansinusfalten in der großen Klappe vom Wirbel durch die starken, den Sinus einschließenden Falten weisen diese Rhynchonelle gleichfalls in die Gruppe der Decurtaten. Am nächsten steht ihr wohl die *Rh. Tommasi* (cf. BITTNER 1890 S. 53), doch ist diese Form viel stumpfer dreiseitig. Außerdem liegt bei der *Rh. Richthofeni* die größte Schalenbreite viel näher dem Stirnrand als bei *Rh. Tommasi*. Letztere ist bekannt vom Mt. Terzadia in Friaul und zwar aus Schutthalden. BITTNER gliedert sie an die Brachiopoden des oberen Muschelkalkes an.

Als Jugendform sind wohl zwei Exemplare (Taf. V, Fig. 13 und 14) anzusehen, die bei kleinen Dimensionen eine spitzere und schmälere Gestalt aufweisen, in den Hauptmerkmalen aber mit der *Rh. Richthofeni* übereinstimmen. Eine einzelne Dorsalklappe (Fig. 15) zeichnet sich durch eine unregelmäßige Faltung der Rippen aus.

Es wurden 6 gute Exemplare und eine Anzahl Fragmente untersucht.

Rhynchonella cf. *Attilina* BITTN.

Taf. V, Fig. 7.

Rhynchonella Attilina BITTNER 1890 S. 16, Taf. XXXVII, Fig. 1–8.

Das einzige Exemplar dieser Art zeigt in der Stellung der Fig. 7a und b einen beinahe kreisrunden Durchschnitt. Die Schale ist deutlich gefasert, der Schloßrand gebogen. Von den beiden annähernd gleichgroßen Klappen ist die ventrale stärker gewölbt.

Die Berippung prägt sich nur gegen die Stirne und die Seitenränder hin aus, während bis auf eine Depression in der Dorsalklappe die oberen Schalenhälften glatt bleiben. Der ventrale Sinus trägt eine Medianfalte, die nur wenig hinter den beiden Sinusfalten zurücksteht. Beiderseits des Sinus liegen je noch eine kräftige und eine ganz schwache Falte. Diesen 7 Ventralfalten entsprechen 6 in der Dorsalklappe, von denen die zwei mittleren, dem Sinus entsprechenden, am stärksten entwickelt sind; die darauf folgenden zeigen annähernd gleiche Stärke, die äußersten sind dagegen ganz schwach. Die Formel würde also zu lauten haben:

$$\frac{3_0\,2_0\,1_0\,1_0\,2_0\,3}{4_0\,3_0\,2_0\,1_0\,2_0\,3_0\,4}.$$

Bittner bespricht zwei einander sehr nahestehende Formen: *Rhynchonella trinodosi* Bittn. (S. 13 Taf. XXXII Fig. 17—35) und eine *Rh. Attilina.* Letztere unterscheidet sich von der *trinodosi* durch gleichmäßigere Skulptur, während bei der *trinodosi* der Sinus als solcher stärker hervortritt. Namentlich den „*simplex*“ Formen der *Attilina* ist die Latemarform nahe verwandt. Eine Depression im ungerippten Teil der kleinen Schale kennt Bittner nur an Exemplaren mit vermehrter Berippung, sie zeigt sich aber auch bei unserer normal berippten Form. Der einzige Unterschied dürfte in der stärkeren Aufwölbung der Ventralklappe liegen, doch halte ich dies für kein besonders wichtiges Merkmal, vielmehr für eine Folge der eben erwähnten Depression.

Rh. Attitina ist bekannt aus dem Recoarokalk von Felsö Örs.

Untersucht wurde ein Exemplar vom Latemar-Ostgipfel.

? *Waldheimia (Aulacothyris)* cfr. *conspicua* Bittn.

Taf. V, Fig. 19.

Waldheimia (Aul.) conspicua Bittner S. 279, Taf. XXVI, Fig. 4—6.

Mit dieser Bittnerschen *Waldheimia* zeigt ein einzelnes, sehr kleines Individuum vom Latemar große Ähnlichkeit. Die große Klappe ist außerordentlich stark gewölbt, beinahe „gekielt“ [1]), wie Bittner von seiner *conspicua* sagt. Die kleine Klappe liegt deckelförmig konkav in der Ventralschale und zeigt ein sehr langes Medianseptum. Die Schalendecken sind punktiert. Das Medianseptum der *conspicua* scheint noch länger als das der Latemarform zu sein. Auf der andern Seite ist eine große Ähnlichkeit mit *Waldheimia angusta* Schloth. var. *Rosaliae* Sal. vorhanden.

---

[1]) In der Abbildung nicht deutlich genug hervortretend.

W. conspicua stellt Bittner in die Gruppe der *subangusta*; sie unterscheidet sich von dieser durch die getrennten Zahnstützen, ein Merkmal, das ihrerseits wieder die *angusta* besitzt.

Eine genaue Entscheidung, welcher von beiden Formen unser Exemplar zuzurechnen sei oder ob vielleicht *conspicua* eher in den Kreis der *angusta* zu ziehen und mit *var. Rosaliae* zu vereinigen sei, wäre natürlich nur bei reichlicherem Materiale möglich.

Waldheimia conspicua ist bekannt aus der Fauna von Dernö in Ungarn, die Bittner den Dachsteinfossilien angliedert.

Avicula (?) sp.

Taf. V, Fig. 25.

Die ungleichseitige Schale hat einen geraden Schloßrand. Von dem stark gewölbten Mittelteil der Schalen sind scharf zwei Ohren abgesetzt. Er fällt nach vorn in gleichmäßiger Wölbung ab, nach hinten erst steil, dann sich abflachend bis zum Hinterohr; dies wird von deutlichen Leisten durchzogen, die parallel der Linie laufen, an der das Hinterohr vom Hauptkörper sich absetzt (vgl. Abbildung). Bis auf eine ganz undeutliche Anwachsstreifung ist der Hauptkörper der Schale glatt. Der spitze Wirbel ragt etwas über den Schloßrand.

Ob die Form wirklich zu *Avicula* gehört, erscheint fraglich. Der Hinweis auf das *Genus Pleuronectites* dürfte vielleicht am Platze sein. Das einzig vorliegende Exemplar genügt aber nicht zu einer sicheren Bestimmung.

Avicula cf. *arcoidea* Bittn.

Taf. V, Fig. 20—24.

Avicula arcoidea Bittner 1895 S. 54, Taf. IX, Fig. 21 und Taf. XXIV, Fig. 18.

Avicula arcoidea Bittner 1901 (Bakony) S. 22, Taf. IV, Fig. 1.

Diese *Avicula* tritt am Latemar in zahlreichen Exemplaren auf. Die Schalen sind stark ungleichseitig, indem die hintere Seite flügelartig ausgezogen ist, die vordere dagegen in steiler Wölbung abfällt. Der lange gerade Schloßrand begrenzt leistenförmig aufgewölbt den hinteren Flügel. Das vordere Ohr war leider nicht ganz vollständig zu beobachten. Der kräftige Wirbel biegt sich über den Schloßrand hinaus. Acht bis zehn radiale Hauptrippen bilden die wesentliche Skulptur, sie stehen in der Mitte der Schale am weitesten auseinander, gegen die Seiten zu etwas dichter, lassen aber den Flügel frei. Zwischen je zwei Rippen schiebt sich in der Regel nur eine (gegen vorne bisweilen auch 2 oder 3) zartere sekundäre Rippen, oft nur gerade noch angedeutet, so daß man glauben könnte, sie fehlen ganz. Im all-

gemeinen ist die Lage dieser Sekundärrippen genau median zwischen zwei Hauptrippen, doch kann sie sich auch etwas seitlich verschieben und zwar dann in umgekehrter Weise, wie es Bittner von seiner *arcoidea* angibt, indem sie sich auf der linken Klappe z. B. der vor ihr liegenden Hauptrippe nähert (bei Bittner der hinter ihr liegenden). Ich halte aber diesen einzigen Unterschied für zu geringfügig, um daraufhin eine neue Spezies aufzustellen. Analog der Latemarform zeigt die ungarische Form der *A. arcoidea* auch bisweilen das Einschalten einer weiteren Sekundärrippe gegen vorn, was unzweifelhaft auf die schon von Bittner hervorgehobene nahe Verwandtschaft mit *Avicula cardiiformis* Mstr. hinweist.

Bei hinlänglicher Vergrößerung mit der Lupe beobachtet man dann noch an guten Exemplaren eine dichte minutiöse Radialskulptur, die durch das Hinzutreten einer womöglich noch feineren dichten Anwachsstreifung, die aber nur im Ausnahmefall zu beobachten ist, sich gittern kann.

Die Abbildung Fig. 22 gibt ein größeres Exemplar wieder, vielleicht einer anderen Spezies zugehörig, mit einer sonderbaren, schräg zur eigentlichen Radialskulptur laufenden Faserung in zwei Radialsektoren.

Zu verweisen ist noch auf die nahe Verwandtschaft mit einer neuen, von Broili[1]) beschriebenen *Avicula Salomoni* von der Seißer Alp, doch besitzt diese Form viel stärkere auch zahlreichere Rippen, sowie einen breiteren, kräftigeren Wirbel.

Cassianella Rosenbuschi nov. sp.

Taf. V, Fig. 27—30.

Der breite Rücken dieser Form ist abgeflacht und zeigt an einzelnen Exemplaren sogar das Bestreben, sich leicht einzusenken. Auf der steilabfallenden breiten hinteren Seite läuft eine leichte Furche dicht unter der Rückenkante, parallel mit dieser. Anwachsstreifung fein, dicht gedrängt, aber unregelmäßig. Der vordere Flügel ist deutlich abgeschnürt, leider aber an keinem Exemplar vollständig erhalten. Der hintere Flügel, gleichfalls zerstört, scheint nur ganz schwach ausgebildet gewesen zu sein.

Was diese Form von den bei Bittner besprochenen Cassianellen unterscheidet, ist in erster Linie der steile Abfall des breiten Rückens, hauptsächlich gegen den Hinterflügel, während der Rücken gegen den Vorderflügel sich erst schräg neigt, dann aber auch kurz vor dessen Ansatz sich vertikal stellt.

---

[1]) S. 166, Taf. XVIII, Fig. 25—26.

Mit *Cassianella Beyrichii* [1]) hat unsere Form die Radialfurche auf der steilen Hinterseite gemein. Sie unterscheidet sich aber von ihr durch den steileren Abfall dieser Seite. *Cass. gryphaeata* besitzt keine so scharf abgesetzten Flügel. Nahe dürfte unsere Form der Fig. 7 auf Taf. VI bei BITTNER stehen, einer Zwischenform zwischen *Cass. gryphaeata* und *tenuistriata*. Die letztere selbst besitzt in den typischen Fällen Radialverzierung und einen Kiel, die beide unserer Form fehlen. Mit *Cass. angusta* hat unsere Form den steilen Abfall zum Hinterflügel, sowie die Radialdepression an eben diesem Abfall gemeinsam, doch fehlt dieser Art die Abflachung des Rückens, ganz abgesehen davon, daß der Rücken an sich bei *C. Rosenbuschi* schon breiter ist als bei *C. angusta*. *Cass. avicularis* ist wohl flacher, aber nicht so flachrückig wie unsere, besitzt zudem eine viel stärkere Radialfalte und Furche. In der Form des Rückens erinnert sie an *Cass. planidorsata,* besitzt aber nicht deren Radialskulptur. Die nächste Verwandtschaft scheint mir zu *Cass. angusta* und *Cass. avicularis* zu bestehen.

Zahl der untersuchten Exemplare: 11.

Pecten discites v. SCHLOTH.

Taf. VI, Fig. 1 [2]).

Literatur vgl. SALOMON 1895 S. 145.

Diese glatte Form erreicht im Latemar die Größe von 2,5 -- 3 cm. An dem abgebildeten Exemplar beobachtet man dort, wo die Schale abgesprungen ist, mit dem bloßen Auge eine ganz schwache Anwachsstreifung bei günstiger Beleuchtung. An dem Wachsabdruck eines anderen erkennt man mit der Lupe jene allerfeinste konzentrische Streifung, die STOPPANI (1856—60) von *Pecten discites* beschreibt. Die Ohren sind scharf abgesetzt, der Schloßwinkel beträgt etwas über 90°.

TORNQUIST beschreibt einen *Pleuronectites Beyrichii*, dessen Originale mir vorgelegen haben. Die flachen Klappen stimmen recht gut mit dem vorbeschriebenen *Pecten discites* überein, nur mit dem Unterschied, daß das rechte Ohr bei diesem in grader Linie, nicht, wie TORNQUIST von seiner Form beschreibt, in gebogener, an *Pleuronectites* erinnernder Linie absetzt. Eine genaue Untersuchung der TORNQUISTschen Originale läßt aber diese Rundung als nicht gesichert erscheinen, da sie mit Gesteinsmassen teilweise ausgefüllt ist. Hierdurch wird zwar der Eindruck einer Rundung hervorgerufen, doch kann diese Gesteins-

[1]) BITTNER 1895 S. 54.

[2]) Vergl. auch S. 54, t. II, 6—7.

masse ebensogut eine gradlinige Begrenzung des Ohres bedecken, was mir äußerst wahrscheinlich ist. Die gewölbte Tornquistsche Klappe läßt eine Diskussion schon wegen des schlechten Erhaltungszustandes nicht zu, wie es denn überhaupt sehr zweifelhaft ist, ob dieselbe wirklich zu jener anderen flachen Schale gehört; das Zusammenvorkommen beider in einem und demselben Block ist doch kein überzeugender Beweis dafür.[1])

Im Anschluß an den *Pecten discites* führe ich als

Pleuronectites ?
Taf. VI, Fig. 8

eine hochgewölbte Klappe auf, die mit der von Tornquist als linke Klappe des *Pl. Beyrichi* aufgeführten, Ähnlichkeit hat. Sie ist ungleichseitig, der Abfall der kräftig gewölbten Medianpartie steiler nach der einen (rechten) als nach der anderen Seite. Durch schwache Furchen deutlich abgesetzt, erscheinen beiderseits zwei Ohren, von denen das rechte für sich eine ganz leichte radiale Einfurchung trägt. Das linke Ohr läßt keine Furchung erkennen, seine Umgrenzung ist in der Zeichnung rekonstruiert.

Ferner gibt

Taf. VI, Fig. 2

ein Exemplar wieder, das mit dem vorhergehenden eine gewisse Ähnlichkeit zeigt, so daß man geneigt ist, sie als Gegenklappe zu dem vorbesprochenen *Pleuronectites* (?) aufzufassen, ist dies wirklich der Fall, so gehören beide Formen aber nicht mehr dem Genus *Pleuronectites* an. Bei Fig. 2 sind die Ohren bis auf einen kleinen, in der Zeichnung wiedergegebenen Rest nicht zu erkennen. Der steile Abfall der Wirbelpartie geht nach der entgegengesetzten Seite, als bei der Fig. 3. Bei letzterer ist der Wirbel etwas nach links, bei Fig. 2 nach rechts gebogen. wenn auch nur sehr wenig. Im ganzen ist Fig. 2 schlanker und höher gewölbt. Mit der Lupe erkennt man eine schwache konzentrische Anwachsrunzelung und sehr feine Radiallinien.

Ein anderes, nicht abgebildetes Fragment mit abgesetzten Ohren entspricht in der leichten Biegung des Wirbels und in dessen steilem Abfall der Fig. 2, in der Gesamtform aber mehr der Fig. 3.

Vielleicht ist bei diesen Formen der Hinweis auf die neue Bittnersche[2]) Gattung *Tirolidia* angebracht. Vor einer definitiven Entscheidung müßte man besseres Material mit gut erhaltenen Ohren abwarten.

---

[1]) Tornquist gibt in seinem Text an, daß ihm eine einzige linke Klappe vorgelegen habe, am Schluß seiner Besprechung aber steht bei der Zahl der Exemplare: 2 linke Klappen.

[2]) 1895.

Pecten Broilii nov. sp.

Taf. VI, Fig. 8—12.

Pecten sp. *Broili* 1903 S. 174, Taf. XIX, Fig. 25.

Dieser *Pecten* zeichnet sich durch seine regelmäßige schöne Skulptur aus, ein Gitterwerk, das durch die Kreuzung annähernd gleichstarker konzentrischer und radialer Elemente hervorgerufen wird. An jedem Kreuzungspunkt dieser Elemente entsteht eine leichte knötchenartige Anschwellung. Aus den Radialrippen heben sich deutlich 15 stärkere Primärrippen vor den Sekundärrippen hervor, welch' letztere aber schon dicht am Wirbel inseriert sind. Unter den 15 Primärrippen heben sich bei günstiger Beleuchtung wieder die Hälfte von den übrigen stärker hervor, ähnlich wie bei dem noch zu besprechenden *Pecten fassaensis*. Bei genauer Beobachtung mit der Lupe erkennt man auf der Schale noch eine ganz feine Anwachsstreifung, namentlich gegen das hintere Ohr zu, die der konzentrischen Hauptverzierung nicht genau parallel geht, sondern diese kurz vor dem hinteren Ohr in stumpfem Winkel kreuzt und sich auf das Ohr hinüberzieht. Der Schloßrand ist scharf und gerade. Von dem spitzen Wirbel setzen sich die Ohren deutlich ab. Die Radialverzierung fehlt ihnen ganz. Das hintere Ohr läßt dicht neben der Ansatzstelle eine lange schmale radiale Falte erkennen, über welche die konzentrischen Runzeln in schwachgebogener Linie hinwegsetzen (Fig. 8b). Das vordere Ohr zeigt eine deutliche Einbuchtung der Runzelverzierung, die jedenfalls mit dem Byssusausschnitt der anderen Klappe in Zusammenhang steht.

Die vorstehende Beschreibung gilt nur für die linke Klappe. Die rechten Klappen (Fig. 9 u. 10) zeigen merkwürdigerweise eine etwas abweichende Skulptur, sodaß ich sie zuerst für eine gesonderte Spezies hielt. Es zeichnet sich ihre Skulptur durch das Zurücktreten der radialen Verzierung aus, während die übrige Skulptur die gleiche bleibt; nur gegen das hintere Ohr zu tritt auch die Radialverzierung wieder deutlicher hervor und bildet hier das gleiche Gitterwerk wie auf der linken Klappe. Man erkennt deutlich den scharfen Byssusausschnitt unter dem vorderen Ohr. Das Zurücktreten der Radialverzierung durch Abwitterung zu deuten, geht nicht an, denn dann sollte man vor allen Dingen das Fehlen der feinen Anwachsstreifung erwarten; auch eine Erklärung durch Abreibung ist ausgeschlossen, denn es fehlen die Radien nicht nur auf dem höchstgewölbten, dem zentralen Teil, sondern auch auf der vorderen Schalenhälfte, während sie auf der hinteren, wie schon erwähnt, deutlich hervortreten. Bittner[1]) hat ähnliche Verhältnisse schon bei *Pecten subalternans*,

[1]) 1895.

einer der unsrigen verwandten Form, nachgewiesen, auch hier ist die Berippung in der rechten Klappe schwächer als in der linken.

Zu derselben Spezies gehört wohl die Form, die BROILI[1]) aus den Tuffen des Tschapitbaches als *Pecten* sp. (S. 174) beschreibt und Taf. XIX, Fig. 25 abbildet. Von den zwei Exemplaren BROILIS zeigt das größere die Skulptur undeutlicher, das kleinere dagegen recht genau. Allerdings ist auch bei diesem Individuum die Skulptur nicht so regelmäßig entwickelt wie bei den Latemarformen, doch könnte der bestehende Unterschied auf die verschiedene Facies, in der sich die Formen der Seißer Alp entwickelt haben, zurückzuführen sein.

Pecten fassaensis nov. sp.
Taf. VI, Fig. 16—17.

Das Typische dieses *Pecten* ist die feine, aber scharfe Radialskulptur, die aus ca. 18 Primärrippen und etwas zarteren alternierenden Sekundärrippen besteht, die sich noch im oberen Drittel der Schalenhöhe einschalten. Die konzentrische Skulptur, gleichfalls fein und scharf, verläuft in regelmäßigen gleichen Abständen, sie gleicht an Stärke ungefähr den sekundären Radien. Die Primärrippen kann man ihrerseits wieder in 8 oder 9 Rippen sondern, die bis zum Wirbel reichen; der dazwischen geschaltete Rest ist zwar erst etwas tiefer inseriert, erreicht aber die ersten bald an Stärke, während die eigentlichen Sekundärrippen deutlich hinter jenen zurückstehen. Der Gesamteindruck der Skulptur ist der eines feinen regelmäßigen Gitterwerkes, über das sich die 18 Primärradien etwas erheben. Die Ohren zeigen die gleiche Gliederung und setzen sich scharf ab. Leider sind sie an den vorliegenden Exemplaren lädiert, so daß über ihre genauere Form und über einen eventuellen Byssusausschnitt nichts gesagt werden kann.

Von verwandten Formen wäre zu erwähnen: *Pecten Ciampioni* bei STOPPANI, der aber bedeutend mehr Rippen hat, ca. 90 bis 100. Dieser soll dem *Pecten reticulatus* bei GOLDFUSS (Taf. 89, Fig. 2) sehr nahe stehen, es fehlt letzterem aber der regelmäßige Wechsel von Primär- und Sekundärrippen, außerdem hat er (cf. SALOMON S. 112) glatte Ohren. *Pecten inaequialternans* bei Parona steht unserer Form wohl nahe, doch schalten sich, zum Unterschied, bei der Latemarform die Sekundärrippen median ein. *Pecten subalternans*[2]) unterscheidet sich durch die konzentrische Streifung. Bei HAUERS *Pecten Margarithae* stehen die konzentrischen Streifungen weiter aus-

[1]) a. a. O.
[2]) BITTNER: St. Cassian.

einander. *Pecten cislonensis* POLIFKA und *P. stenodictyus* SAL. kommen ihrer zahlreichen Rippen wegen nicht in Betracht. *Pecten subalternicostatus*[1]) zeigt nicht die deutliche Gitterung der Latemarform.

TORNQUIST bildet dann noch Taf. XX, Fig. 7 - 8 (Spitz-Kalk) einen sehr nahe mit dem unsrigen verwandten „*Pecten trettensis*“ ab, dessen Original mir vorliegt. Dieser besitzt vor allen Dingen nicht die regelmäßig netzartige Grundverzierung wie *fassaensis*. Bei letzterem läßt sich das ganz regelmäßige Netzwerk bis zum Wirbel verfolgen, bei *trettensis* dagegen liegen im oberen Schalendrittel die etwas unregelmäßigen, gewebeartigen Anwachsstreifen einer dicht neben dem andern, und erst in einem bestimmten Abstande vom Wirbel heben sich einzelne dieser konzentrischen Streifen etwas kräftiger hervor, ohne aber das regelmäßige Netz des *P. fassaensis* zu bilden.

Pecten predazzensis nov. sp.

Taf. VI, Fig. 13—14 (15).

Der wesentliche Unterschied dieser Art gegen den vorbesprochenen *Pecten fassaensis* liegt darin, daß die Primärrippen sich auflösen in zwei dicht nebeneinander herlaufende Strähnen oder Fäden, gewissermaßen, als ob die Primärrippen aufgeplatzt wären. Im übrigen tritt die Gitterstruktur zurück und die Berippung wird etwas dichter. Die Ohren sind deutlich abgesetzt, wie auch bei *P. fassaensis*, leider aber nicht vollständig erhalten, doch scheint, nach der Anwachsstreifung zu schließen, das vordere Ohr einen deutlichen Byssusausschnitt getragen zu haben.

Einen Übergang zu *P. fassaensis* bildet scheinbar das Fig. 15 abgebildete Exemplar, bei dem die Spaltung der Primärrippen nicht ihrer ganzen Länge nach, sondern nur in ihrem mittleren Teil erfolgt.

Zahl: 4 Exemplare.

Pecten interstriatus BITTN.

Taf. VI, Fig. 5.

Pecten interstriatus MSTR. BITTNER 1895 S. 159, Taf. XIX, Fig. 1 - 4.

Dieser *Pecten* zeichnet sich durch eine sehr regelmäßige Skulptur aus. Vom Wirbel verlaufen ca. 20—22 Rippen, die nur bei sorgfältigster Beobachtung in der unmittelbaren Nähe des Wirbels ein leichtes Alternieren in der Stärke erkennen lassen. Mit der Entfernung vom Wirbel nimmt die Stärke der Rippen allmählich zu. Im Querschnitt ist die einzelne Rippe spitz dreieckig mit etwas gerundeter oberer Ecke. Bei ganz scharfer

[1]) BITTNER: Lamellibranchiaten d. Bakony.

Untersuchung mit der Lupe erkennt man auf den Rippenflanken noch eine minutiöse Netzskulptur, hervorgerufen durch feinste konzentrische und radiale Elemente. Die Wölbung der Schale ist mäßig, der kräftige Wirbel scharf abgesetzt von den Ohren, über die er etwas hinausragt. Leider sind die Ohren etwas lädiert und lassen keine genaue Untersuchung zu.

BITTNER gibt bei seiner Beschreibung der Spezies ausdrücklich an, die Zahl der Rippen betrage 16. Bei No. 3 und 1 seiner Abbildung zählt man aber an die 20 Rippen, und tatsächlich ließ sich an dem Berliner Original zu Abb. 1 die Zahl von 20 Rippen konstatieren.

Pecten subaequicostatus BITTN.[1]) gehört jedenfalls in die allernächste Verwandtschaft, doch besitzt dieser nicht den kräftigen überragenden Wirbel, und die Rippen sind untereinander nicht so gleichmäßig. Beide Spezies von St. Cassian.

1 Exemplar wurde untersucht.

Pseudomonotis Bittneri nov. sp.
Taf. VI, Fig. 18—19.

BITTNER beschreibt in seinen „Lamellibranchiaten des Bakony" zwei neue Formen: *Pseudomonotis Laczkói* und *Ps. Loczyi*[2]). Eine Mittelstellung zwischen diesen beiden nehmen die Taf. VI, Fig. 18—19 abgebildeten Formen ein. Sie zeichnen sich beide durch den tiefen (Byssus-) Ausschnitt am vorderen, scharf abgesetzten Ohr aus; das andere Ohr ist nicht abgesetzt und entwickelt sich allmählich aus der Schale. Letztere ist mäßig gewölbt und weist außer einer schwachen, nur mit der Lupe wahrnehmbaren, aber dichten Anwachsstreifung keinerlei Verzierungen auf. Besonders gut stimmt, was BITTNER von der linken Klappe seiner *Ps. Laczkói* sagt, nur unterscheidet sich diese Form durch den Besitz einer feinen Radialskulptur. Die dann bei BITTNER beschriebene *Ps. Loczyi* ist glatt, stimmt auch in dem, was über die Wölbung der linken Klappe und den Abfall zu den Ohren gesagt wird, gut mit der *Ps. Bittneri* überein, doch läßt sie den charakteristischen tiefen Byssusausschnitt vermissen.

Pseudomonotis Laczkói und *Loczyi* stammen aus den Werfener Schichten (Sandsteine v. Hidegkut) des Bakony.

Daonella cf. *Tommasii* nov. sp. ex. aff. *D. paucicostatae* TORNQU.
Vergl. diese Arbeit S. 94.

Leider standen mir nur einige schlechterhaltene Fragmente zur Verfügung. Man erkennt die konzentrischen Runzeln, den

---
[1]) 1895 S 156.
[2]) BITTNER: Lamellibranchiaten d. Bakony S. 88.

kräftigen Wirbel und scharfe, gleichstarke Radialfurchen, die erst in einiger Entfernung vom Wirbel sichtbar werden. Es scheint dieselbe *Daonella* zu sein, wie jene von der Forzella.

Über den Gesamtumriß läßt sich nichts genaues sagen, doch ist er, nach den Anwachsstreifen zu urteilen, ungleichseitig.

Posidonomya obliqua HAUER.

Taf. VI, Fig. 23—24.

Posidonomya obliqua HAUER 1857 S. 145, Taf. II, Fig. 8—9.

Längliche, quer ovale Form von flacher Wölbung. Durch Verlagerung des Wirbels wird die Schale ungleichseitig. Bezeichnend ist die konzentrische, runzelartige Verzierung, die gegen den Außenrand an Stärke zunimmt. Die Zahl der Runzeln beträgt ungefähr 12. Von vorn gegen hinten nimmt die Höhe der Klappe zu. HAUERS Exemplare stammen von Lugano und aus den Hallstätter Schichten von Teltschen b. Aussee. In Bezug auf ihren Unterschied von *Posidonomya wengensis* schreibt HAUER: „Sie nähert sich ungemein der von WISSMANN beschriebenen *P. Wengensis*, unterscheidet sich aber von ihr durch eine noch ungleichseitigere, etwas größere Schale, dann durch höhere, am Schloßrand etwas abstehende Buckel.“ Diese Unterscheidungsmerkmale gelten in gleicher Weise von der Latemarform.

Zahl der untersuchten Exemplare: 4.

Posidonomya (?) *plana* nov. sp. ex. aff. *P. concinnae* HÖRN. sp.

Taf. V, Fig. 26.

Avicula concinna HÖRNES 1855 S. 51, Taf. II, Fig. 16.

Eine flach gewölbte, beinahe halbkreisförmige Schale mit langem, geraden Schloßrand. Der schwache Wirbel liegt annähernd in dessen Mitte. Die Schale wölbt sich nur in ihrem Mittelteile und läßt zu beiden Seiten bis zum Schloßrand eine ohr- oder flügelartige Fläche eben, ohne daß diese scharf abgesetzt wäre. Die sehr feine, dichte Anwachsskulptur erfährt nur an der linken Seite eine dem Ohr entsprechende leichte Einbiegung.

Die einzige Form, die der unsrigen nahe kommt, ist *Avicula concinna* HÖRN. Nach der Abbildung erscheint sie etwas stärker gewölbt als *A.* „*plana*“. Von der „*concinna*“ sagt HÖRNES: „Die beiden Flügel auf der vorderen und rückwärtigen Seite des Wirbels liegen nicht wie bei *Pecten* ohrenartig von dem übrigen Teile der Schale getrennt, sondern die erhabenen Linien und Furchen laufen ohne Unterbrechung auf den geraden Schloßrand zu. Die Form scheint gleichsam einen Übergang von

Avicula zu *Pecten* zu bilden." Diese Beschreibung ließe sich direkt auf unsere Form übertragen. Doch ist *P. plana* flacher und noch gleichseitiger als *A. concinna*, so daß man ohne Beobachtung der Bucht in der Anwachsstreifung leicht auf die Vermutung kommen könnte, die kleine Klappe eines Brachiopoden vor sich zu haben.

Ein Exemplar wurde untersucht.

Als

Lima cf. *alternans* BITTN.[1])

dürfte ein Fragment bezeichnet werden, das ganz auf die BITTNERsche Beschreibung und Abbildung der Form von St. Cassian paßt. Die Ohren sind zum größten Teil zerstört. Man erkennt an dem Fragment die Ungleichseitigkeit der Klappe, die die Stellung zu der Gattung „Lima" begründet erscheinen läßt. Die Skulptur besteht aus zahlreichen, kräftigen Radialrippen. Je eine Sekundärrippe schiebt sich zwischen zwei Hauptrippen ein, kann aber auch fehlen, ganz analog der BITTNERschen Beschreibung.

Gervilleia cf. *angusta* GOLDF.

Taf. VI, Fig. 7.

Gervilleia angusta GOLDFUSS Petr. Germ. S. 122, Tab. 115, Fig. 6.
" " " MSTR. 1841 S. 79, Tab. VII, Fig. 28.
" " " BITTNER, St. Cassian S. 85, Tab. IX, Fig. 7—10, 12, 16, 18.

Ein Fragment, ausgezeichnet durch die sehr ungleichseitige Gestalt, geraden Schloßrand und den scharfen Rücken, von dem nach beiden Seiten hin die Flanken steil abfallen. Anwachsstreifen sind deutlich wahrnehmbar. Bei *G. angulosa* ist nach BITTNER der Rückenteil noch schärfer als bei *G. angusta*.

Gervilleia angusta GOLDF. ist bekannt von St. Cassian und aus dem Veszpremer Mergel vom Bakony, der nach BITTNER gleich ist den Lunzer-, Raiber- oder Cardita-Schichten.

(?) *Cucullaea* cf. *impressa* MSTR. sp.

Taf. VI, Fig. 6.

Macrodon impressum MSTR. SALOMON 1895 S. 163, Taf. V, Fig. 36—37.
Cucullaea impressa MSTR. sp. BITTNER St. Cassian S. 118, Taf. XV, Fig. 1—2.
Cucullaea impressa BROILI 1903 S. 205, Taf. XXIV, Fig. 31—33.

Auch diese Spezies liegt nur in einem unvollständig erhaltenen Exemplar vor. Der Abfall des kräftigen Wirbels zum Hinterrand ist scharf. Daher stelle ich, abgesehen von der Größe

[1]) 1895 S. 175, t. XXII, f. 1—7.

des Individuums, die Form zu *impressa* und nicht zu *„esinense“*. Leider ist die Schale gerade an der Stelle lädiert, wo man die radiale Einfurchung erwarten sollte, so daß über deren Vorhandensein nichts gesagt werden kann. Die Skulptur beschränkt sich auf konzentrische Anwachsstreifen. Da die Area nicht deutlich erkennbar ist, bleibt die systematische Stellung der Form etwas unsicher.

Cucullaea ex. aff. *seisianae Broili* (?).
Taf. VI, Fig. 20.

Cucullaea Seisiana Broili S. 206, Taf. XXV, Fig. 2.

Das einzige Exemplar ist im wesentlichen Steinkern, nur am Wirbel und auf einem schmalen radialen Streifen noch von der Schale bedeckt, die eine kräftige, konzentrische Anwachsstreifung aufweist. Die Form zeigt länglich querovalen Umriß, der kräftige breite Wirbel ist etwas seitlich verlagert und ragt über den graden Schloßrand hinaus. Da das Schloß unsichtbar ist, kann die Bestimmung als *Cucullaea* nicht als gesichert erscheinen, jedenfalls hat die Form eine sehr große Ähnlichkeit mit der *Cucullaea Seisiana*, und Herr Dr. Broili selbst, dem ich mein Exemplar zeigen konnte, glaubte dasselbe in die unmittelbare Nähe seiner *Seisiana* stellen zu müssen. Jedenfalls möchte ich noch auf die große Ähnlichkeit der Latemarform mit Bittners *Anodontophora Griesbachi* hinweisen; nur ist diese anscheinend nicht so schlank. Ob diese Bittnersche Form aber wirklich zu *Anodontophora* zu stellen ist, scheint mir etwas fraglich, da ja *Anodontophora fassaensis* Wissm., auf die sich Bittner bezieht, eine deutliche radiale Kante besitzt, die sowohl der *Anodontophora Griesbachi* (der Abbildung nach), als auch der Latemarform fehlt.

Cardita latemarensis nov. sp.
Taf. VI, Fig. 25—30.

In zahlreichen Exemplaren tritt am Latemar eine zierliche *Cardita* auf und zwar sehr oft noch mit doppelter Schale erhalten. Der Horizontaldurchschnitt ist trapezoidisch in die Länge gezogen. In der längeren Diagonale vom Wirbel ausgehend, wölbt sich die Schale kräftig empor. Der Abfall von dieser Medianwölbung zur Hinterseite (Area) ist steil, zeigt sogar eine leichte radiale Einsenkung, während nach vorne die Schale sich in gleichmäßiger schwacher Wölbung herabzieht und sich allmählich abflacht gegen den unteren vorderen Rand. Die Skulptur besteht aus ca. 25—30 gleichförmig gerundeten Radialrippen, über die sich mehr oder

weniger deutlich eine dichte feine Anwachsstreifung zieht. Letztere prägt sich in unregelmäßigen Etappen deutlich, mit dem bloßen Auge wahrnehmbar, aus. In vergrößertem Maßstabe gibt Fig. 27 die Area, Fig. 28 die Lunula wieder. Fig. 25—26 stellen linke, Fig. 29—30 rechte Klappen dar.

Von *Cardita crenata*, Guembeli und *Pichleri* unterscheidet sich die Latemarform durch zahlreichere Rippen, länglichere Form und die kielartige Aufwölbung, die bei den eben angeführten Carditen nur angedeutet ist. *Cardita Beneckei* zeigt zwar eine dichtere Berippung, desgl. die kielartige Aufwölbung, doch liegt bei ihr die steile Flanke der Wölbung auf der vorderen Seite (Lunula), während bei der Latemarform, analog der leichten Depression bei *Cardita crenata*, die steile Seite gegen die Area gerichtet ist. Die Schloßverhältnisse sind leider bei keiner der Formen zu beobachten. Der Wirbel ist nach vorn und innen gebogen. Die Area setzt scharf ab und zeigt Andeutung einer radialen Streifung. Die Lunula ist deutlich, aber nicht so scharf wie die Area, mit gerundeten Rändern. Während bei *Cardita crenata* die Skulptur beinahe in gleicher Stärke bis zur Lunula weitergeht, wird sie bei *Cardita latemarensis* gegen vorne undeutlicher. Damit mag es zusammenhängen, daß die vordersten Teile der Schale, namentlich der bei *Cardita crenata* flügelartige Vorsprung unter der Lunula, an keinem der Exemplare erhalten, sondern ganz mit der umgebenden Gesteinsmasse verwachsen ist, so daß es trotz sorgsamer Präparation nicht gelang, ihn loszulösen, während der hintere Teil mit Leichtigkeit abspringt.

In der Zeichnung ist der rekonstruierte Umriß so gezeichnet, wie ich ihn mir denke.

Zahl der untersuchten Exemplare: 20—30.

Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse.

1. Das Gebiet von Predazzo ist ein kreisförmiges Senkungsfeld. Gegen Westen, Süden und Osten vollzieht sich der Abbruch des zentralen Teiles wesentlich an einem einzigen halbkreisförmigen Bruchrand. Gegen Norden ragt das Bruchfeld mit grabenförmig eingesenkten Zipfeln in das umgebende Gebirge.
2. Auf den nachtriadischen, jedenfalls zur Tertiärzeit gebildeten Spalten drangen die Tiefengesteine (Granit, Monzonit, Syenit u. a.) in die Höhe.
3. Die Porphyrit- und Melaphyrlaven stehen in keinem unmittelbaren geologischen Zusammenhang mit den Tiefen-

gesteinen; ihre Entstehung ist von der der Tiefengesteine durch geologische Perioden getrennt.

4. Schichten in der Facies der „Buchensteiner Knollenkalke“ sind im Gebiet von Predazzo nicht constant entwickelt.
5. Aus der Literatur ergab sich, daß die Begriffe „Buchensteiner Schichten“ und „Zone des *Trachyceras Reitzi*“ nicht als synonym gebraucht werden dürfen, da die typischen „Buchensteiner Schichten“ aus dem nördlichen Süd-Tirol nicht mit der Zone des *Trachyceras Reitzi* zusammenfallen.
6. Die Fauna der bis jetzt untersuchten Fundplätze im Kalke des Latemar und des Dosso Capello ergaben für diesen ein ladinisches Alter, mit Anklängen an höhere und tiefere Niveaus.

2. Neuere Beobachtungen aus dem Fläming und seinem südwestlich gelegenen Vorlande.

Von Herrn O. v. LINSTOW in Berlin.

Mit 8 Fig. u. 1 Skizze.

Die folgenden Notizen bilden das Ergebnis der geologischen Untersuchungen, die in den Jahren 1901—1903 in dem südwestlichen Gebiete des Flämings angestellt wurden. Diese Beobachtungen umfassen wesentlich die Meßtischblätter Niemegk, Klepzig, Stackelitz, Mühlstedt und Dessau.

Als bemerkenswertes Ergebnis mag die Auffindung eigentümlich gelagerter Feinsande hervorgehoben werden; da dieselben in einer besonderen kleineren Arbeit[1]) behandelt worden sind, so kann hier von weiteren Ausführungen Abstand genommen werden.

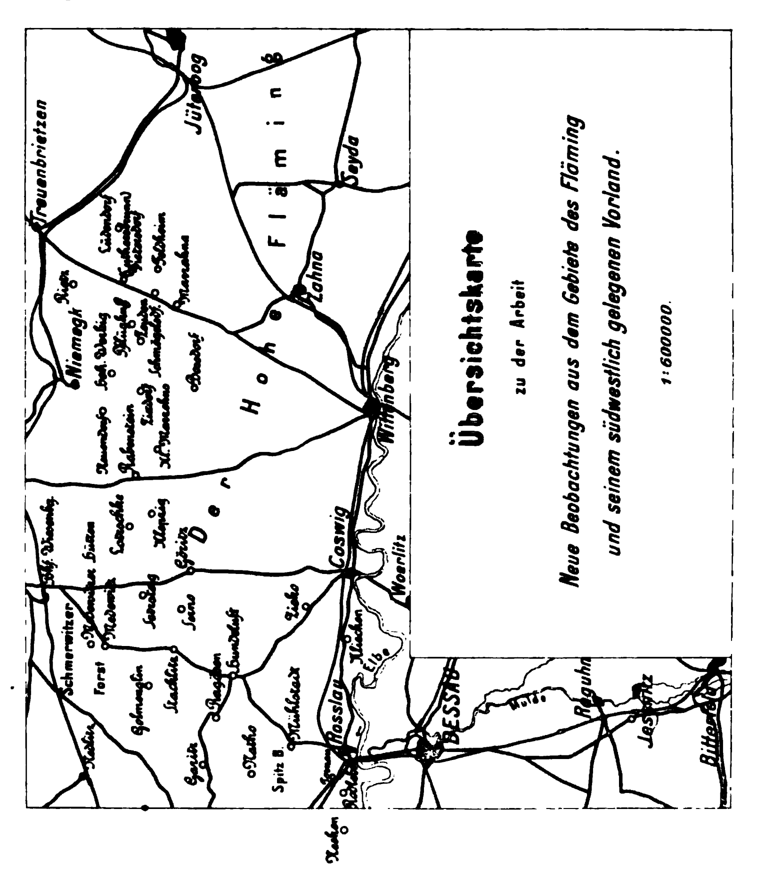
Der Obere Sand nimmt in der bekannten Zusammensetzung einen nicht unbeträchtlichen Teil des ganzen Gebietes ein. Auffallend erscheint, daß in dieser Bildung Kalksteine als Geschiebe stellenweise ganz fehlen. Im Osten wurden allein in der Gegend von Marzahna häufiger Kalkgeschiebe beobachtet, während sich im ganzen Westen des Gebietes der Fund auf ein einziges Stück Beyrichienkalk beschränkte. Es ist das um so mehr zu verwundern, als weiter nach Osten hin von KEILHACK[2]) eine Endmoräne aufgefunden wurde, die ausschließlich aus Orthocerenkalk besteht. Weiter nach Süden werden Kalkgeschiebe etwas häufiger, so konnten in der Gegend von Natho, Mühlstedt u. s. w., wenn auch meist vereinzelt, folgende Kalke beobachtet werden: Beyrichienkalk, Wesenberger Gestein, Echinosphaeriten-Kalk, Macrourus-Kalk und Saltholmskalk.

Um so überraschender war der Fund mehrerer großer Kalksteinblöcke im nördlichen Teil des Jagen 3 der Schmerwitzer

[1]) O. v. LINSTOW: Über jungglaciale Feinsande des Fläming. Jahrb. d. Kgl. Preuß. geol. L.-A. f. 1902. S. 278—295. 1 Taf.

[2]) Über eine aus Orthocerenkalk bestehende Endmoräne in der Niederlausitz. Diese Zeitschr. 53 1901. S. *43*.

Forst (Blatt Stackelitz). Auf Grund der z. T. zahlreichen Einschlüsse ergab sich, daß diese Kalke dem Schaumkalk zuzurechnen seien, der sich hierpetrographisch in zweifacher Ausbildung vorfand. Die eine Art stellt einen sehr mürben blaugrauen Kalk dar, dessen zahlreiche Hohlräume zum großen Teil von intensiv rot gefärbten Eisenausscheidungen erfüllt sind. Diese ziegelrote



Färbung haftet nicht nur an den zahlreichen Abdrücken und Schalresten der Fossilien, sondern greift z. T. auch fleckenartig auf die Poren des Schaumkalkes über. An Petrefakten fanden sich: ein sehr gut erhaltener Abdruck von *Mytilus eduliformis* Br., Reste von *Pecten discites* Br., ein Steinkern von *Myophoria orbicularis* Br., sowie Gastropoden und Crinoiden-Reste, daneben wurden Stylolithen beobachtet.

Der andere Typus zeigt einen ebenso mürben Kalkstein, aber von einheitlich licht gelbbrauner Farbe. Eisenausscheidungen fehlen oder sind auf wenige, dann aber rostbraune Partien beschränkt. Die Schaumkalkstruktur tritt in der Regel mehr zurück, oft in dem Maße, daß die Kalke als dicht erscheinen. An Petrefakten konnten bestimmt werden:

Mytilus eduliformis Br., häufig.
Myophoria vulgaris Br. „
„ *elegans* Dkr. „
„ *orbicularis* Br. „
Gervillia spinosa n. sp., ziemlich häufig.
Pecten cf. *liscaviensis* Gb., 1 Ex.
Unbestimmbare Gastropoden.
Crinoiden-Reste.

Wie so häufig in der Trias fanden sich auch hier ausschließlich linke Klappen von *Gervillia*, was Philippi[1]) darauf zurückführt, „daß diese gewölbten Klappen dem Wellenschlage mehr Angriffspunkte boten und deshalb ans Ufer geschleudert wurden, während die flachen, glatt auf dem Boden liegend, nicht mitgerissen wurden."

Es scheint, als ob eine derartige „Aufbereitung" der Schalen gerade die entgegengesetzte Wirkung haben müßte. Wenn die gewölbten linken Schalen tatsächlich an den Strand getrieben wurden, so waren sie hier infolge der fortwährenden Brandung der Zerstörung um so leichter ausgesetzt, während die flachen Schalen zu Boden sanken, sich in den Schlamm einbetten konnten und so erhalten blieben. Im übrigen ist ein Streit über diese Fragen deshalb ein müßiger, weil die Gervillien im offenen Meere lebten und nichts auf eine nahe Küstenbildung hinweist, mögen diese Kalke nun von Rüdersdorf, aus dem Anhaltinischen oder aus Nordwestdeutschland stammen.

Es fällt auf, daß sich unter den angeführten Fossilien Arten befinden, die sonst im Schaumkalk keineswegs zu den häufigeren gehören. So kommt *Mytilus eduliformis* zwar bei Rüdersdorf im Schaumkalk vor[2]), v. Seebach[3]) kennt diese Art jedoch nicht aus dem Schaumkalk des fossilreichen Gebietes von Weimar, und *Gervillia spinosa*, von der unsere Abbildung den Steinkern und Abdruck einer linken Klappe zeigt, ist bisher überhaupt noch nicht beobachtet.

---

[1]) Die Fauna des unteren Trigonodus-Dolomits vom Hühnerfeld bei Schwiberdingen u. s. w. 1898. S. 148.
[2]) Eck, Rüdersdorf und Umgegend. Berlin 1872. S. 87.
[3]) Conchylienfauna der Weimarer Trias. Diss. 1862.

Gervillia spinosa n. sp.

Fig. 1, 2.

Diese Art unterscheidet sich leicht von allen bisher bekannten Gervillien der Trias durch den zu einem langen Stachel ausgezogenen hinteren Flügel. Der vordere Flügel ist nicht sehr groß, aber scharf von dem hochgewölbten und aufgetriebenen mittleren Teile getrennt. Der ungleich breitere hintere Flügel fällt von dem mittleren Teile ziemlich steil ab und endet in einem langen, dünnen Stachel. Der Winkel, den der Steilabfall

Fig. 1.



Fig. 2.



Fig. 1, 2. *Gervillia spinosa* n. sp.

mit dem Schloßrand bildet, beträgt ziemlich genau 40°. Der Hinterrand ist ziemlich tief kreisförmig ausgeschnitten. Die Schale ist mit lamellenartig sich erhebenden Anwachsstreifen bedeckt, Radialrippen fehlen. Das Ligament war leider nicht zu beobachten, daher ist die Zugehörigkeit dieser Art zu *Gervillia* nicht ganz sicher. Schloßrand gerade. Rechte Klappe nicht beobachtet, die Länge der linken Schale, vom Vorderflügel bis zum Hinterrand gemessen, beträgt 10—15 mm.

Etwas Ähnlichkeit besitzt unsere Form mit der von Philippi [1]) aus dem unteren Trigonodus-Dolomit aufgestellten *G. alata*, deren Hinterflügel ebenfalls zu einer Spitze ausgezogen ist. *G. spinosa* unterscheidet sich jedoch von ihr einmal durch die tiefere Ausbuchtung des Hinterrandes, sodann durch die Form des zu einer Spitze ausgezogenen Hinterflügels, der bei *G. alata* ungleich breiter und massiver ist. Der wichtigste Unterschied besteht aber in der mittleren, aufgetriebenen Partie, die bei *G. spinosa* durch zwei unter ca. 25° nach dem Wirbel zu konvergierenden geraden Kanten begrenzt wird. Bei *G. alata* ist dagegen der mittlere Teil erheblich nach dem Vorderrande zu gekrümmt, und es fehlt vor allem der vordere Flügel fast gänzlich.

[1]) a. a. O. S. 157.

Nahe verwandt scheint *Gervillia Goldfussi* v. STROMB. sp.[1]) aus dem Schaumkalk zu sein, die sich durch den Mangel des dornartigen Hinterflügels und durch schwächere Anwachsstreifen leicht von *G. spinosa* unterscheidet; doch bemerkt FRANTZEN[2]) bei Beschreibung jener Art, daß der Hinterflügel breit und gewöhnlich zu einer mehr oder weniger langen Spitze ausgezogen sei. Da indessen kein einziges der zahlreichen Abbildungen diese Spitze zeigt, so wird man gut tun, unter *G. Goldfussi* Exemplare ohne scharf ausgezogenen Hinterflügel zusammenzufassen. Ebenso versteht PHILIPPI[3]) unter *G. Goldfussi* nur solche Formen, deren Hinterflügel nicht dornartig verlängert ist, vor allem erwähnt auch v. STROMBECK selbst[4]), der diese Art aufstellt, nichts von dem dornartigen Fortsatz.

Was die Herkunft dieser Kalksteine betrifft, so kann es keinem Zweifel unterliegen, daß sie von Rüdersdorf oder aus einer anderen Gegend verschleppt wurden und wohl zum Kalkbrennen verwandt wurden, worauf auch ihre lockere, mürbe Struktur hinweist. An eine Benutzung derselben als Baumaterial wird man kaum denken, da ja große Geschiebe, wie wir weiter unten sehen werden, in nicht zu großer Entfernung vorhanden sind (Endmoränen). Daß letztere vielfach Verwendung als Baumaterial gefunden haben, zeigt z. B. die Ruine einer alten, im dreißigjährigen Kriege zerstörten Kirche nördlich des Forsthauses Schleesen.

Paludina diluviana wurde im Oberen Sande in einem Exemplar südlich von Neuendorf im Tale der gleichnamigen Rummel beobachtet, häufiger fand sie sich im Oberen Geschiebemergel und in dem darunter liegenden Tonmergel nördlich Rietz, scheint dagegen in dem der Elbe zunächst liegenden Gebiete selten zu sein.

Im übrigen bietet der Obere Sand, abgesehen von den gleich zu besprechenden Kieselschiefern, nichts Bemerkenswertes; erwähnt sei noch das Auftreten zahlreicher Kantengeschiebe in z. T. außerordentlich typischer Ausbildung (Viehweide östlich von Niemegk).

Von einiger Bedeutung sind die Funde von schwarzen Kieselschiefern, die sich in der Gegend von Niemegk sehr selten im Oberen Sand haben nachweisen lassen. Weiter sowohl

---

[1]) FRANTZEN, Über *Gervillia Goldfussi* v. STR. sp. Diese Zeitschr. 1886. S. 807.

[2]) a. a. O. S. 808.

[3]) a. a. O. S. 156.

[4]) Beitrag zur Kenntnis der Muschelkalkbildung im nordwestlichen Deutschland. Diese Zeitschr. 1. 1849. S. 189.

nach Süden, nach der Gegend von Wittenberg zu, wie im Westen, nach Magdeburg zu werden sie häufiger, eine Beobachtung, die schon GIRARD [1]) gemacht hat. KLOCKMANN, der sich ausführlich mit ihrer Herkunft befaßt [2]), unterscheidet scharf zwischen solchen skandinavischer Abstammung und zwischen einheimischen Kieselschiefern mit folgenden Worten [3]): „Bei den nordischen Kieselschiefern ist die Farbe durchweg eine grauschwarze statt der tiefschwarzen oder tiefdunkelgrünen der südlichen, das Korn ist ein gröberes, während bei jenen die Feinheit des Kornes auf den Bruchflächen einen stumpfen, sammetartigen Glanz bedingt, und vor allem fehlen den nordischen die zahlreichen weißen Quarztrümmer, die runden Formen und die glänzende, wie lackiert aussehende Außenseite."

Daß diese Unterscheidung in der Tat Wort für Wort zutrifft, bestätigen neuere Funde, die von Herrn H. SCHRÖDER gemacht worden sind. Die zahlreichen, von ihm teils in einer Kiesgrube von Göritz (Oder), teils im Gebiete des Meßtischblattes Zehden (nördl. Cüstrin) gesammelten Stücke sowie zwei, die Herr TORNAU bei Megow in der Nähe von Pyritz fand, zeigen in jeder Weise die von KLOCKMANN angegebenen Charaktere. Zum Teil waren diese bis zwei Faust großen, oft scharfkantig entwickelten Geschiebe auf den Bruchflächen bläulich-schwarz angelaufen und führten einen dem Muscovit ähnlichen Glimmer sowie zahlreiche Graptolithen. Letztere gehören sämtlich zweireihigen Formen an aus der Familie der Diplograptidae [4]), die ihre Hauptverbreitung im Untersilur haben, aber auch noch in das Obersilur hinaufgehen. Eine genauere Bestimmung war wegen des ungünstigen Erhaltungszustandes nicht möglich, am ähnlichsten scheint *Diplograptus foliaceus* MURCH. zu sein, der von Bornholm bekannt ist. [5])

Vergleicht man mit diesen nordischen Geschieben die auf dem Fläming aufgefundenen Kieselschiefer, so zeigt ihre tiefschwarze Farbe, ihre starke Abrollung und die Führung weißer Quarzadern, daß sie sämtlich nicht nordischen, sondern heimischen Ursprungs sind.

Wenn wir nach dem Alter dieses gemischten Diluviums fragen, d. h. den Zeitpunkt bestimmen wollen, wann zuerst die

[1]) Die norddeutsche Ebene u. s. w. Berlin 1855. S. 184.
[2]) KLOCKMANN, Über gemengtes Diluvium und dil. Flußschotter i. nordd. Flachlande. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. f. 1883. S. 330—346.
[3]) a. a. O. S. 338.
[4]) WIMAN, Über *Diplograptidae*. Bull. geol. Inst. Univ. Upsala. 1894. 1. S. 97.
[5]) H. B. GEINITZ, Die Graptolithen. Leipzig 1852. S. 24.

von Süden kommenden Kieselschiefer sich den nordischen Geschieben beigemengt haben, so müssen wir uns in ein weiter südlich gelegenes Gebiet begeben, da sämtliche Aufschlüsse und Tiefbohrungen des Flämings nur nordisches Material erkennen lassen.

In der Gegend von Leipzig hatte zuerst H. CREDNER[1]) beobachtet, daß Schotter von gemischtem Diluvium mit „Unterem" Geschiebemergel wechsellagern, während KLOCKMANN[2]) fand, daß diese Schotter an vielen Punkten von Löß überlagert wurden, und somit ihre Altersgrenze nach oben hin festlegte.

Die Frage nach dem ersten Auftreten dieser Schotter scheint nun wenigstens für die Gegend südwestlich des Flämings der Entscheidung näher gebracht zu sein durch eine ganze Anzahl von Tiefbohrungen, die 1902 in Cöthen niedergebracht wurden. Diese Bohrungen, von denen Dank der Freundlichkeit des Herrn Stadtbaumeisters BUNZEL eine Anzahl in den Besitz der Kgl. preuß. Geolog. Landesanstalt übergegangen ist, ergaben folgendes.

Unter einer 0,5—1,5 m mächtigen Decke lößähnlicher Feinsande folgt eine Wechsellagerung geschiebearmer Sande und kiesiger Sande (2—12 m), die auf einem 2—7 m mächtigen braunen Geschiebemergel liegen. Unter diesem wurde häufig fluviatiles gemischtes Diluvium angetroffen, welches bis zu 8 m mächtig wird und auf einem dunkelgrauen Geschiebemergel ruht. Die Mächtigkeit des letzteren konnte nur in einem Falle zu 3 m ermittelt werden, da er fast nie durchbohrt wurde; andere Bohrungen erreichten teils direkt unter dem gemischten Diluvium, teils unter dem letzten Geschiebemergel in zahlreichen Fällen Septarienton oder anstehendes Gebirge (Buntsandstein oder Keuper). Die Bohrungen, von denen 43 untersucht wurden, haben ferner ergeben, daß wiederholt das gemischte Diluvium fehlt, es bildet dann die obere und untere Bank des Geschiebemergels eine einheitliche Grundmoräne; des weiteren zeigen einige dieser Bohrungen eine bis über 2 m mächtige Einlagerung von grauen Sanden und Kiesen in der oberen Bank des Geschiebemergels, wie wiederum andere Bohrungen eine Teilung der unteren Bank durch Auftreten grober Kiese erkennen lassen.

Aus allen diesen Beobachtungen kann man demnach folgern, daß hier eine Zersplitterung einer einheitlichen Grundmoräne in mehrere Bänke stattgefunden hat[3]), deren unterste ihre dunkle Färbung wohl durch Aufarbeitung von Septarienton erhalten hat.

---

[1]) Über Glacialerscheinungen in Sachsen. Diese Zeitschr. **32.** 1880. S. 587.
[2]) a. a. O. S. 343.
[3]) Vergl. S. 111 u. 114.

Das gemischte Diluvium bestand aus groben Kiesen mit wenig sandigen Beimengungen, in ihm ließ sich nachweisen

a) an nordischem Material: Feuersteine, nordische Granite u. s. w.,

b) an einheimischem Material: Milchquarze[1]), schwarze, abgerollte Kieselschiefer.

Gerade die Feuersteine bilden den sichersten, oft einzigen Beweis für eine nordische Herkunft, vorausgesetzt, daß sie sich häufig vorfinden. Denn es ist sehr wohl denkbar, daß dieses Gestein während der langen Tertiärperiode gelegentlich auf irgend eine Weise nach Süden gelangte und am Ende des Tertiärs oder zur Eiszeit durch Ströme wieder nordwärts geführt wurde, wo es sich nun in einheimischen Schottern und Kiesen wieder vorfindet. Für die Ablagerungen südlichen Ursprunges haben wir in dem Vorwalten von tiefschwarzen, abgerundeten Kieselschiefern mit weißen Quarzadern und von Milchquarzen einen Anhalt.

Wie dieses Bohrprofil ergibt, ist nach Ablagerung der tieferen Geschiebemergelbank eine Vermischung von nordischem und einheimischem Material eingetreten, und wir können bei der gleich zu besprechenden, sehr großen Verbreitung des Oberen Geschiebemergels im ganzen Gebiete nur annehmen, daß auch dieser Komplex der Grundmoränen von Cöthen derselben Vereisung angehört.

Grundmoränen.

Das Auftreten des Oberen Geschiebemergels ist deswegen von einiger Bedeutung, als derselbe einen Anhalt gibt für die Ausdehnung der letzten Vereisung. Während KLOCKMANN[2]) noch vor 20 Jahren die Ansicht vertrat, daß das letzte Inlandeis den Fläming nicht mehr überschritten habe, ist durch neuere Arbeiten[3]) sowie durch die in diesen Jahren ausgeführten Untersuchungen die Existenz des Oberen Geschiebemergels auf dem Fläming zur Genüge erwiesen. Im Osten des Gebietes tritt derselbe vielfach flächenhaft zu Tage, so vor allem in der Gegend von Pflügkuff und Zeuden. Er besitzt nach einer weiter unten zu besprechenden Tiefbohrung (Zeuden) eine Mächtigkeit bis zu 14 m und zeigt sonst durchaus die normale Entwicklung. Erwähnt sei das Auftreten von Bernstein als Geschiebe und der oben bereits erwähnte Fund von *Paludina diluviana* in den

[1]) Diese Milchquarze des Südens spielen dieselbe Rolle wie die tiefschwarzen Kieselschiefer (bei KLOCKMANN a. a. O. S. 889).

[2]) Die südliche Verbreitungsgrenze des Oberen Geschiebemergels. Diese Zeitschr. 1888, S. 288.

[3]) Angeführt in: SCHÖNE: Der Fläming. Leipzig 1898, S. 89.

Aufschlüssen nordöstlich Rietz. Verfolgen wir ihn weiter westlich, so sind kleine Spuren von ihm in der Nähe von Kl. Marzehns nachweisbar. In größerer Ausdehnung finden wir ihn dann bei Serno und Stackelitz, also bereits auf der südlichen Abdachung des Flämings nach der Elbe zu, ferner nordwestlich von Setzsteig und in der Gegend von Medewitz. In dem dazwischen liegenden Gebiete ist er ebenfalls vorhanden, aber z. T. von einer verschieden mächtigen Decke Oberen Sandes oder auch von Flugsand überlagert, und es ist im hohen Grade wahrscheinlich, daß der Obere Geschiebemergel in dem gesamten Gebiete, dessen Grenzen oben angegeben sind, als unterirdische, mehr oder minder zusammenhängende Ablagerung sich vorfindet. Unmittelbar westlich von Stackelitz ist er zwar weder oberflächlich zu beobachten noch auch mittels Handbohrung auf 2 m zu erreichen, seine Existenz wird aber sehr wahrscheinlich gemacht durch die konstante Wasserführung der ihn überlagernden Sande. Er schießt hier flach unter den Oberen Sand ein und scheint zwischen Stackelitz und etwa Golmenglin ein flaches Becken zu bilden, auf dessen undurchlässigem Untergrunde sich die Tagewässer aufstauen können.

Überaus reichlich ist er ferner im Bereich des Meßtischblattes Mühlstedt verbreitet, von wo er sich in großer flächenhafter Entwicklung bis an die Elbe (Gegend von Roßlau) herabzieht, z. T. allerdings von jüngeren Sanden bedeckt.

In dem genannten Verbreitungsgebiet des Mergels kommt nun etwa westlich vom Rabenstein eine sehr bemerkenswerte Eigenschaft immer deutlicher zum Vorschein, nämlich seine konstant geringe Mächtigkeit. Die nächsten Aufschlüsse westlich vom Rabenstein befinden sich unmittelbar beim Dorfe Lotzschke. Hier besitzt der Obere Geschiebemergel eine Mächtigkeit von etwa $^3/_4$—$1\,^1/_2$ m, darunter folgt Sand. Da der Mergel ziemlich reich an tonigen Bestandteilen ist, so wird er zu Ziegeleizwecken ausgebeutet, wenngleich begreiflicherweise der Abbau kein sehr lohnender sein kann. Von nun an bleibt nach Westen hin diese Mächtigkeit konstant bezw. wird noch geringer. An vielen Punkten ergaben die bis auf 2 m niedergebrachten Handbohrungen sogar eine Mächtigkeit von nur 1—2 dcm, doch mag es dahingestellt sein, wieviel von den überlagernden Sanden als ausgewaschene und ihrer lehmigen Bestandteile beraubten Grundmoräne aufzufassen ist.

Gänzlich abweichend ist der Geschiebemergel in der Gegend von Garitz ausgebildet. Hier wechsellagert er, z. T. sehr geringmächtig entwickelt, in unregelmäßiger Weise mit Sand, lehmstreifigem Sand, Feinsanden, stellenweise auch mit Mergelsanden,

und es scheint, daß hier größere Gebiete jüngerer Sande vorhanden sind, die eine an Ort und Stelle z. T. zerstörte und verwaschene Grundmoräne darstellen.

Man könnte versucht sein, diese Eigenschaft eines auf größere Erstreckung gleichmäßig geringmächtig entwickelten Geschiebemergels damit zu erklären, daß wir uns in dieser Gegend bereits nahe dem Randgebiet der letzten Vereisung befinden; denn es läßt sich sehr wohl annehmen, daß einer Eisdecke, die nur noch geringe Mächtigkeit besitzt, auch eine geringmächtige Grundmoräne entspricht. Diese Annahme steht aber mit den folgenden Beobachtungen nicht im Einklang. Untersucht man nämlich den Geschiebemergel, der weiter nach Süden, nach der Elbe zu entwickelt ist, so ergibt sich, daß derselbe ziemlich schnell wieder an Mächtigkeit zunimmt und bald die Werte von 2 m und mehr erreicht. Besonders gelten diese Verhältnisse für die Gegend unmittelbar nördlich und westlich von Tornau sowie für das große Mergelplateau westlich von Rodleben (beide Orte nur 2—3 km von der Elbe entfernt).

Unmittelbar am Elbufer tritt dieser Geschiebemergel als steil abfallende Wand zu Tage und besitzt jetzt bereits eine Mächtigkeit von mindestens 8—12 m. Von dem eben erwähnten Auftreten bei Rodleben ist er durch eine etwa 1 km breite Zone grober Kiese und Sande getrennt. Die Annahme, daß die hier so vorzüglich erschlossene und auf mindestens 7 km am Elbufer zu verfolgende Grundmoräne tatsächlich mit der soeben von Rodleben und Tornau erwähnten ident ist, bedarf indessen noch weiterer Untersuchungen. Denn einmal läßt sich der Mergel südöstlich von Rodleben fast ununterbrochen bis zur Elbe verfolgen, nur verschwindet er auf sehr kurze Erstreckung — kaum 100 m — unter einer Bedeckung von Sand. Andererseits zeigen jedoch die längs der etwa westöstlich verlaufenden Grenze vom Mergel zum Kies vorgenommenen Handbohrungen eine plötzliche Verschwächung der Moräne, sodaß regelmäßig ein unter ihr liegender Sand erreicht werden konnte. Zur Klarlegung dieser Verhältnisse sollen in der nächsten Zeit rechtwinklig zur angeführten Grenzlinie einige tiefere Bohrungen ausgeführt werden.

Versucht man die Entwicklung des Geschiebemergels auf dem Plateau südlich des Elbtales zu verfolgen, so ist das Ergebnis zunächst erfolglos, da die Ziegeleien bei Raguhn, die möglicherweise günstige Aufschlüsse hätten geben können, als Material alluvialen Muldeschlick verwenden. Dagegen ergab die Untersuchung des diluvialen Steilrandes westlich Raguhn folgendes.

Das Plateau, dessen Rand von Norden nach Süden verläuft,

fällt in dieser Gegend auf viele Kilometer plötzlich ziemlich steil zu dem mit tonigen, z. T. auch humosen oder sandigen Alluvialbildungen erfüllten Muldetal ab. Der Steilhang selbst, der wohl 5—8 m hoch ist, ist arm an Aufschlüssen und besteht, soweit man beobachten konnte, aus Sand oder aus einem sehr groben dilluvialen Kies, an dessen Zusammensetzung wesentlich weiße Milchquarze beteiligt sind; daneben finden sich südliche Kieselschiefer, ferner nordische Porphyre — anstehend ist Porphyr schon 2 km östlich von Raguhn bekannt — Granite, z. T. Turmalin führend, Diabase, Quarzite und Feuersteine. Geschiebemergel ist hier an keinem Punkte des Steilhanges entwickelt, so daß das Alter der Kiese, in denen Kalksteine ganz zu fehlen scheinen, vorläufig unbestimmt bleiben muß.

Verfolgt man den Steilrand weiter nach Süden, so ändert er zunächst weder morphologisch noch petrographisch sein Aussehen, überall stehen grobe Kiese mit Milchquarzen an. Diese halten aus bis kurz vor dem Dorfe Bobbau, woselbst ein großer Aufschluß ein völlig verändertes Bild zeigt. Betritt man diese Grube von der Nordseite, so sieht man an dem etwas verrutschten Steilhang als jüngste Bildung deutlich einen etwa 1 m mächtigen Geschiebemergel entwickelt, der nach der Mitte der Grube sehr schnell an Mächtigkeit abnimmt. Letztere sinkt sehr bald auf etwa 1 dcm, die Grundmoräne besteht dann z. T. nur noch aus einer groben Steinschicht, und wir haben hier das typische Bild einer größtenteils zerstörten Grundmoräne vor uns, dessen feinste, tonige und sandige Teile beim Abschmelzen des Eises durch Auswaschung entfernt worden sind. Über diesem Residuum des Geschiebemergels lagern 3—5 dcm lehmige Sande. Das Liegende des Mergels wird von Sanden gebildet, die z. T. ganz ausgezeichnet diskordante Parallelstruktur zeigen und die stellenweise Einlagerungen von Kiesbänken enthalten. Unterlagert werden diese Sande und Kiese an der Nordseite der Grube, d. h. dort, wo sie schon durch den oben erwähnten Geschiebemergel an Mächtigkeit auf Kosten des letzteren abnehmen, von einem tieferen Geschiebemergel, der mindestens 2 m mächtig ist. Da der Steilhang hier etwas verrutscht ist, so konnte die Mächtigkeit der zwischenlagernden Sande und Kiese nicht genau ermittelt werden, sie beträgt etwa 3—5 m.

Diese Beobachtungen, die im Sommer 1904 nachgeprüft und bestätigt wurden, ergeben demnach, daß jene Kiese dem älteren Diluvium zuzurechnen sind, da sie unter der jüngsten Geschiebemergeldecke liegen. Eine Bestätigung dieser Auffassung wurde sofort in einer zweiten, nur wenig südlicher gelegenen, etwas kleineren Grube gefunden. In dieser ist ausschließlich ein Geschiebemergel

angeschnitten in einer Mächtigkeit von 2—3 m, der eine direkte Fortsetzung der obersten Bank des in der zuerst erwähnten Grube angeschnittenen Mergels darstellt; jede Spur von fluviatilen Ablagerungen fehlt. Was diesen Aufschluß wichtig macht, ist die Beobachtung, daß die Geschiebeführung stellenweise einen auffallenden Reichtum an Milchquarzen erkennen läßt, die nur aus jenen oben erwähnten, unter der oberen Bank des Geschiebemergels liegenden Kiesen stammen können, und die daher älter sind als dieser Geschiebemergel, der hier durch Aufnahme der unzähligen Milchquarze als eine Art von Lokalmoräne entwickelt ist. Dieser Geschiebemergel läßt sich noch etwas weiter südlich bis in das Dorf Bobbau hinein verfolgen, danach verschwindet er, und in der Gegend des Bahnhofs Jeßnitz ist auch der Steilabhang nicht mehr vorhanden, ebenso fehlt jede Spur von Geschiebemergel und der milchquarzführenden Kiese; das sehr sanft zum Muldetal abfallende Plateau wird von diluvialen Sanden mit normaler Geschiebeführung gebildet. Ebenso haben die bei Jeßnitz vorhandenen Ziegeleien keine weiteren Aufschlüsse von Geschiebemergel nachgewiesen, auch sie verarbeiten als Material ausschließlich Muldeschlick. Was den oben erwähnten zweiten Geschiebemergel betrifft, so halten wir diesen nur für eine tiefere Bank ein- und derselben Grundmoräne, da wir eine so geringmächtige Folge von Sanden und Kiesen für nicht genügend halten, um den hangenden und liegenden Mergel verschiedenen Eiszeiten zuzuweisen. Im übrigen besteht das ganze Plateau westlich von Raguhn aus normalem Oberen Geschiebemergel und aufgelagerten Oberen Sand und Kies. Die den Steilhang z. T. zusammensetzenden älteren Kiese konnten in manchen Fällen mit dem Handbohrer erreicht oder auch in Gräben u. s. w. nachgewiesen werden. Demnach fassen wir die Mergelbänke von Bobbau gleich denen der Cöthener Bohrung als durch Oscillation einer einzigen Grundmoräne entstanden auf.

Die Vermutung, daß in unserm Gebiete in größerer Tiefe noch ein Geschiebemergel vorhanden sei, der als Grundmoräne einer früheren Vereisung aufzufassen wäre, hat sich nach dem Ergebnis zahlreicher Tiefbohrungen als irrig erwiesen. Wohl haben diese Bohrungen[1]) Diluvium in z. T. recht erheblicher Entwicklung nachgewiesen, doch setzt sich dieses fast ausschließlich aus fluviatilem Material zusammen, jede als Grundmoräne einer älteren Vereisung anzusprechende Bildung fehlt.

Diese Oscillation des Eisrandes und die dadurch hervorgerufene Zersplitterung der Grundmoräne in mehrere Bänke ist

[1]) Erläuterung zu Blatt Dessau der Spezialkarte.

eine häufig beobachtete Tatsache. Aus dem Gebiete des eigentlichen Flämings besitzen wir die Bohrung beim Bahnhof Jüterbog (1902), die ausschließlich Diluvium antraf; das nähere, von KEILHACK aufgestellte Schichtenverzeichnis ist folgendes (die fluviatilen Bildungen sind zusammengefaßt):

Tiefe in Metern	Mächtigkeit in Metern	Schichtenfolge
0—6	6	Gelbe, steinfreie, glimmerreiche Sande
6—7	1	Sandiger, gelber Geschiebemergel
7—15	8	Grauer, glimmerreicher Sand mit Kieseinlagerungen
15—16	1	Grauer Geschiebemergel
16—27	11	Grober, grauer Sand ohne Glimmer
27—27,5	0,5	Grauer Geschiebemergel
27,5—36	8,5	Grauer, grobkörniger Sand
36—43	10	Dunkelgraubrauner, sehr toniger Geschiebemergel
43—47		Grauer Geschiebemergel mit Sandbänkchen
46—47	1	Sand
47—51	4	Toniger Geschiebemergel
51—55	4	Mittelkörniger Sand
55—56	1	Toniger Geschiebemergel
56—60	4	Sand, mittelkörnig
60—66	6	Grauer, toniger Geschiebemergel
66—70	4	Tonmergel, hellgrau
70—86,8	16,8	Sande und Kiese
86,8—87,16	0,36	Geschiebemergel
87,16—89,4+	2,24+	Sande und Kiese.

Hier sehen wir also, daß ein achtmaliges Vorrücken und Wiederabschmelzen des Eises stattgefunden hat, das, nach der z. T. stark differierenden Mächtigkeit der Grundmoräne zu urteilen, verschieden stark gewesen sein muß. Ob man aber berechtigt ist, diese verschiedenen Bänke des Geschiebemergels verschiedenen Eiszeiten zuzurechnen, erscheint mehr als zweifelhaft. Das ganze Profil läßt zwar eine Gliederung in petrographisch einheitliche Gruppen zu, aber man wird kaum behaupten dürfen, daß man aus einer solchen Zusammenfassung mehrere Eiszeiten ableiten kann.

Es ist ebenso im allgemeinen ganz unmöglich, mit Hülfe petrographischer Unterschiede, sei es der fluviatilen Zwischenschichten, sei es der Grundmoränen selbst auf eine bestimmte Eiszeit hinzuweisen. Derartige Versuche sind bisher stets fehlgeschlagen, es sei nur an den sog. „roten Geschiebemergel der Altmark“ erinnert, dessen Färbung in früherer Zeit genügte, um ihn zur Grundmoräne einer älteren Eiszeit zu stempeln.

Nur dann wird eine petrographische Unterscheidung verschiedener Grundmoränen oder Bänke derselben möglich sein, wenn das vordringende Eis über petrographisch und geologisch verschieden ausgebildete Glieder hinwegging. In diesem Falle nahm die zuerst vordringende Grundmoräne diejenige Formation auf, die sie vorfand; ein erneuter Vorstoß des Inlandeises, einerlei, ob Oscillation oder jüngere Eiszeit, traf dann bereits ältere Schichten an und verleibte sie ihrer Grundmoräne ein. Daher kann man in einem bestimmten Gebiete unter gewissen Verhältnissen in jüngeren Schichten des Diluviums Geschiebe erwarten, die älter sind als diejenigen, die in tieferen Diluvialablagerungen enthalten sind. Auf diese Weise erklärt auch JENTZSCH[1]) die Häufigkeit von Kreidegeschieben im jüngeren Diluvium Nordostdeutschlands, die in tieferen Schichten selten sind, da während der Bildung der letzteren wesentlich noch tertiäre Schichten abgetragen wurden.

Bei diesen Erörterungen ist jedoch wohl zu bedenken, daß sich die Verschiedenheit in der Geschiebeführung in manchen Fällen auch auf tektonische Ursachen zurückführen läßt. Gerade die Beobachtungen in der letzten Zeit haben wiederholt Krustenbewegungen nachgewiesen, die in die Glacialperiode hineinfallen, und so ist es denkbar, daß nach Ablagerung einer tieferen Grundmoräne infolge Störungen irgendwelcher Art ältere Schichten zu Tage gelangten, die von einem jüngeren Geschiebemergel z. T. verarbeitet wurden.

Ein anderer, sehr ähnlicher Fall der Zersplitterung einer Grundmoräne in mehrere Bänke ist unten S. 114 angeführt.

Aus diesen Beobachtungen über die Grundmoränen ergibt sich, daß wir die bisher als Oberen Geschiebemergel gedeutete Bildung in fast ununterbrochenem Zusammenhange vom Fläming an bis weit über die Elbe nach Süden hin verfolgen können; ein ungleich tiefer liegender Geschiebemergel, den wir einer älteren Vereisung zurechnen könnten, ist, abgesehen vielleicht von zwei unten näher besprochenen Punkten, mitten im Gebiet des Flämings nicht mehr vorhanden. Die geologische Untersuchung der nächsten Jahre, die sich nach Süden zu bewegen wird, kann dann möglicherweise den Beweis für die hier angedeutete Vermutung bringen, daß auch weiterhin in diesem südlichen Gebiete kein Unterer Geschiebemergel mehr vorhanden ist, sondern daß aller Geschiebemergel als direkte Fortsetzung des Oberen Geschiebemergels anzusehen ist. Damit würde zugleich die Theorie von der bisher angenommenen

---

[1]) Große Schollen im Diluvium. Diese Zeitschr. 53. 1901. S. *105*.

größeren Verbreitung der sog. Haupteiszeit wenigstens in dem näher besprochenen Gebiete stark erschüttert werden.

Diese Ausführungen haben aber auch zugleich gezeigt, in welch' erheblichem Maße ein Geschiebemergel auf oft recht kurze Erstreckung seine Mächtigkeit ändern kann. Als Ursache der Verminderung einer Endmoräne kann man eine geringmächtige Eisdecke oder eine teilweise Zerstörung des Geschiebemergels durch nachfolgende Schmelzwässer annehmen, während man eine plötzlich stark vergrößerte Moräne entweder auf ein dem vordringenden Eise sich bietendes Hindernis (Rücken eines Tertiärgebirges u. s. w.) zurückführen, oder als Ausfüllung eines vorgebildeten Tales oder einer anderen Depression auffassen kann; die letzteren Verhältnisse scheinen bei der Ablagerung des oben erwähnten, sehr mächtigen Geschiebemergels am nördlichen Elbrande in erheblichem Maße mitgespielt zu haben.

Bei dieser Gelegenheit sei ein kleiner Exkurs entschuldigt.

Wie die Beobachtungen ergeben haben, fanden auf dem Fläming und in anderen Gegenden im Gebiete nahe der äußersten Vereisung mehrfach Oscillationen der Eisdecke statt, Erscheinungen, wie wir sie noch heutigen Tages in verkleinertem Maßstabe an vielen Alpengletschern beobachten können. Schmolz nun das letzte Inlandeis ab, nachdem es seine größte Ausdehnung erreicht hatte, so rückte der Rand des Eises weiter nach Norden oder Nordosten vor, und hier vollzog sich genau dasselbe Spiel wie vorhin: langsam bewegte sich das Eis wieder um mehrere Meter oder Kilometer nach Süden vor, oft nur einmal, oft mehrere Male, bis es beim Rückzug seine frühere Lage wieder erreichte und von nun an seinen Rand noch weiter nach Norden verlegte. Daß sich die Eisdecke in ihrem peripheren Teil ihrer ganzen Ausdehnung nach an diesem Wechselspiel beteiligt hat, ist nicht wohl anzunehmen; vielleicht waren es größere zusammenhängende Massen in einzelnen, örtlich getrennten Gebieten, vielleicht waren es auch nur größere oder kleinere Eiszungen, die noch einmal Depressionen oder neu geschaffene Täler mit ihren Eismassen erfüllten.

Diese Randverschiebungen, von denen die oben erwähnte Bohrung Jüterbog ein typisches Beispiel darstellt, sind keineswegs auf unser engeres Gebiet beschränkt, an vielen anderen Punkten der norddeutschen Tiefebene sind gleiche Beobachtungen gemacht. So berichtet Maas[1], um ein weiteres typisches Beispiel aus einem recht entfernten Gebiete anzuführen, von einer Bohrung Plutowo (Westpreußen), welche einen durch Tonmergel

[1]) Diese Zeitschr. 1902. S. 4.

und stellenweise durch Sand in fünf Bänke getrennte Geschiebemergelmasse erschlossen hat, die sämtlich ein und demselben Geschiebemergel zugerechnet werden.

Aber die Eisdecke zog sich nicht in der Weise gleichmäßig zurück, daß sich nach jeder größten Ausdehnung sofort wieder eine gleichmäßige fortwährende Verlegung des Eisrandes vollzog: an zahlreichen Stellen blieb das Eis beim Rückzuge längere Zeit stationär und erzeugte so die Endmoränen und andere damit in Zusammenhang stehende Bildungen. Diese geben zugleich einen Anhalt für die Größe der Oscillationen, die wohl kaum den senkrechten Abstand zweier parelleler, verschiedenaltriger Endmoränenzüge überschritten hat, da in letzterem Falle der ältere Endmoränenzug von dem wieder vordringenden Eise eingeebnet worden wäre.

Ob sich ferner beim Zurückweichen des Eises größere Partien isoliert erhalten konnten, erscheint ungewiß; KEILHACK[1]) ist geneigt, diese Erscheinung für einen größeren Teil des Nordflämings in Anspruch zu nehmen, eine Ansicht, die SCHÖNE[2]) lebhaft bekämpft.

Wenn wir dieses fortwährende Vorrücken und Wiederabschmelzen des Eises betrachten, so müssen wir uns vergegenwärtigen, daß sich diese Verschiebungen in einem äußerst langen Zeitraum vollzogen. So unsicher die Zeitbestimmungen selbst der jüngsten geologischen Erscheinungen sind, so sei doch ganz kurz darauf hingewiesen, daß PENK[3]) unter Annahme von zwei Interglazialzeiten auf die Dauer von einer halben Million Jahre kommt seit Beginn der ersten Vergletscherung bis zur Gegenwart. Diese gewiß sehr rohe Angabe zeigt doch wenigstens, daß die Zeitläufte während des Rückzuges des Eises lang genug waren, um ein Nachrücken von Tier- und Pflanzenwelt zu ermöglichen. Breitete sich nun das Eis bei seinem Wiedervorrücken über eine solche vor dem Eisrande liegende Ablagerung (Süßwasserbecken, Torf u. s. w.) aus, die vielleicht Jahrhunderte oder Jahrtausende zu ihrer Bildung gebraucht hatte, so wurden diese Tier- und Pflanzen-führenden Schichten mit Grundmoränenmaterial bedeckt, und es entstand in diesem Falle das Bild eines typischen Interglacials. Ohne des weiteren auf die Einheitlichkeit der Eiszeit einzugehen, die von anderer Seite[4]) neuerdings kritisch

---

[1]) Über Deltabildungen am Nordrande des Fläming. Jahrb. K. Preuß. geol. L.-A. 1886, S. 185 u. f.

[2]) a. a. O. S. 44 u. f.

[3]) WAHNSCHAFFE: Die Zeitdauer geologischer Vorgänge. Himmel und Erde. 1902. S. 412.

[4]) E. GEINITZ: Die Einheitlichkeit der quartären Eiszeit. N. Jahrb. f. Min. 1902. Beil.-Bd. 16 und W. WOLFF: Zur Kritik der Interglacial-Hypothese. Naturw. Wochenschr. Januar 1903. S. 301.

beleuchtet worden ist, muß man doch zugeben, daß das eine oder andere Interglacial auf diese Weise zwanglos erklärt werden kann.

Wenn man auch nur zwei getrennte Eiszeiten annimmt — die Grundmoräne der noch älteren sog. ersten Eiszeit ist ein höchst problematisches Ding —, so fällt vor allem auf, daß wir zusammenhängende, flächenhaft auftretende Interglacialbildungen vielleicht mit Ausnahme der Paludinenbank im Herzen der Mark sowie von Westpreußen nicht kennen, während dagegen die zwischen dem Unteren und Oberen Geschiebemergel liegenden, z. T. gleichaltrigen Bildungen (Unterer Sand, Tonmergel u. s. w.) in größerer flächenhafter Verbreitung bekannt sind. In derselben Ausdehnung etwa müßten wir bei den ungeheuren Zeitläuften doch auch fossilführende Ablagerungen erwarten, falls wirklich sich das Eis bis weit nach Norden zurückgezogen hat. Ebenfalls spricht auch die geringe Mächtigkeit und das isolierte Vorkommen vieler Interglacialbildungen gegen ein größeres eisfreies Gebiet, obwohl nicht verkannt werden soll, daß jedenfalls durch die Masse des wieder vordringenden Eises zahlreiche fossilführende Ablagerungen zerstört worden sind, mag man nun an mehrere Eiszeiten oder an eine Eiszeit mit fortwährend oscillierendem Eisrande glauben.

Bisher wurde oft auch für solche Ablagerungen ein interglaciales Alter in Anspruch genommen, die zwar nicht von einer Grundmoräne, sondern nur von fluviatilen Diluvialbildungen überdeckt waren. In vielen Fällen läßt sich die Entstehung solcher Profile am einfachsten durch die Annahme erklären, daß die in der Nähe des Eisrandes befindlichen Ablagerungen von Sanden u. s. w. zugeschüttet wurden, die durch fortwährend den Eisrand entströmende Gewässer nach Süden transportiert wurden.[1])

Wie oben angeführt, kann der Betrag einer Oscillation den Abstand zweier mehr oder weniger gleichlaufender Endmoränenzüge nicht überschritten haben. Konsequenterweise müßten sich demnach — eine einheitliche Eiszeit vorausgesetzt —, dort am wenigsten Interglacialbildungen vorfinden, wo die Endmoränenbogen dicht hintereinander liegen, da ja dann die Zeitdauer zu kurz war, um es zu einer Bildung von Interglacialablagerungen kommen zu lassen. Steht man dagegen auf dem Standpunkt mehrerer getrennter Eiszeiten, so war ja genügend Zeit vorhanden, um die Möglichkeit zur Bildung von Interglacialschichten zu gewähren. Vielleicht ist es nicht unwichtig, auf diese Fragen hinzuweisen, wenngleich sich ihre Entscheidung erst nach genauerer

[1]) Vergl. auch Geinitz, a. a. O. Tabelle.

Durchforschung größerer Gebiete wird feststellen lassen.

Bei den Untersuchungen über das Problem der Eiszeit muß vor allem betont werden, daß man ihre einzelne Phasen nicht in ein starres System von verschiedenen Eiszeiten mit regelmäßig sie ablösenden Interglacialzeiten bringen darf. Denn während im allgemeinen eine derartige geologische Horizontierung auf eine Altersdifferenz der Schichten hinweist, sind wir hier gezwungen, in einer Aufeinanderfolge von Horizonten z. T. gleichaltrige Vorgänge zu erblicken. Diese Anschauung ergibt sich aus der Natur der Sache: halten wir an mehrere Eiszeiten mit dazwischen liegenden Interglacialen fest, so muß es notwendigerweise bei einer älteren Vereisung Zeiten gegeben haben, in welchen sich das Eis schon über ein nördlich gelegenes Urstromtal zurückgezogen hatte, während sich südlich davon bereits eine Fauna und Flora ansiedeln konnte. Daß diese Zeitläufte außerordentlich lange gewesen waren, wurde oben kurz angedeutet, und so kann es kommen, daß gleichzeitig im Süden interglaciale oder einheimisch-fluviatile, im Norden glaciale Bildungen zur Ablagerung kamen, die in einem der üblichen Systeme (Geikie, Jentzsch, Keilhack) zeitlich verschiedene Vorgänge repräsentieren würden. Zu gleichen Resultaten gelangt Stille[1]) hinsichtlich gewisser einheimischer Kiese von Paderborn, die von Geschiebemergel bedeckt sind: „diese Schotter wären damit den tieferen Lagen des Geschiebemergels etwas weiter nördlich gleichaltrig."

Ein Geschiebemergel, den man nach der bisherigen Auffassung als Grundmoräne einer älteren Vereisung deuten könnte, ist in unserm Gebiete nur an zwei benachbarten Punkten des Flämings nachgewiesen, einmal bei Zeuden in einer Tiefbohrung (1901), ein zweites Mal im sog. Weißen Tal zwischen Zeuden und Hohenwerbig. Das Profil der Bohrung, welches wir der Freundlichkeit des Herrn Pastor Gibsone verdanken, war folgendes:

Höhe über NN. + 143 m

Tiefe in m		Mächtigkeit in m
0—6	Oberer Sand	6
6—20	Oberer Geschiebemergel	14
20—23	Unterer Tonmergel	3
23—35	Unterer Sand	12
35—39	Unterer Geschiebemergel	4
39—53	Unterer Sand	14+
		53 m

[1]) Zur Geschichte des Almetales südwestl. Paderborn. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. f. 1908 S. 258.

Die tiefere Grundmoräne bestand aus einem zähen, dunkelbraunen bis schwarzen, sehr tonigen, aber kalkarmen Mergel, der nicht sehr reich an Geschieben war. Ein petrographisch in genau der gleichen Weise ausgebildeter Geschiebemergel ist in derselben Höhenlage anstehend nur 2 km nordwestlich dieser Bohrung erschlossen, nämlich an dem östlichen Steilabhange des Weißen Tales. Überlagert wird hier die 3—4 m mächtige Grundmoräne von etwa 3 m Sand, während im Liegenden ebenfalls etwa 3 m Sand zu beobachten sind (siehe Skizze S. 118). Liegt bei der geringen Entfernung beider Vorkommen und der petrographisch durchaus übereinstimmenden Ausbildung dieser Mergel die Vermutung ihrer Identität nahe, so wird sie fast zur Gewißheit durch die Beobachtung, daß sich am höchsten Punkte des Steilrandes im Sande eine Bank von über kopfgroßen Geschieben und Blöcken befindet, die man wohl mit Recht als das Residuum des zerstörten Oberen Geschiebemergels auffaßt.

Was die Entstehung dieses eigentümlichen „Unteren“ Geschiebemergels betrifft, so ist sie jedenfalls auf die Aufarbeitung tertiärer Tone und Letten zurückzuführen, die im Süden und Südwesten des Flämings teils zu Tage treten, teils unter einer dünnen Decke von Diluvium verborgen sind.

Ob man eine beim weiteren Abbau diluvialer Tonmergel unter diesen angetroffene Grundmoräne nördlich Reitz zum Unteren Geschiebemergel ziehen kann, ist fraglich.

Sande unbestimmten Alters.

Die in der Bohrung angetroffenen, geschiebearmen Sande zwischen den beiden Grundmoränen sowie die im Weißen Tal über und unter dem tonigen Geschiebemergel aufgeschlossenen Sande enthalten wesentlich nur nordisches Material. Von gleichem Alter, aber petrographisch etwas abweichend entwickelt sind Sande, die zwischen Zixdorf und Boßdorf in einem Tale als schmales Band unter Oberem Geschiebemergel hervortreten. Hier bestehen diese Schichten, deren Liegendes nicht erschlossen ist, aus geschiebereichen Sanden, die z. T. in völlig kompakten, sandfreien Kies übergehen. Auch diese Kiese führen meist nur nordisches Material.

Die Mächtigkeit des Unteren Sandes ist oft eine recht erhebliche. So war der Untere Sand in den Tiefbohrungen von Feldheim und Schmögelsdorf mit 74 bzw. 51 m noch nicht durchsunken. Das nähere Profil war folgendes:

Feldheim (1901). Terrainhöhe + 150 m

0—2 m Feinsande u. Oberer Sand
2—6 „ Oberer Geschiebemergel
6—80 „ Unterer Sand.

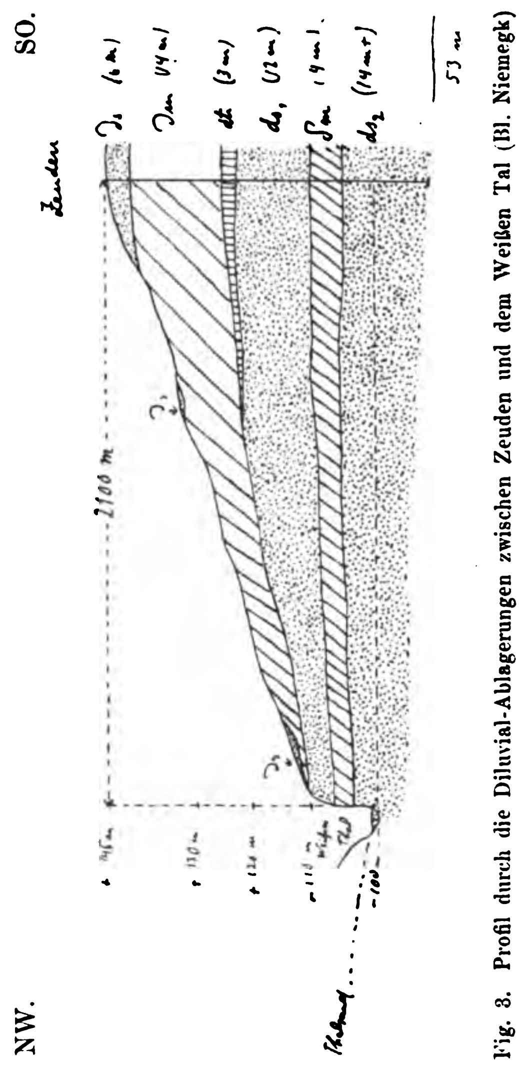


Fig. 3. Profil durch die Diluvial-Ablagerungen zwischen Zeuden und dem Weißen Tal (Bl. Niemegk)

Schmögelsdorf (1901). Terrainhöhe + 144 m
0—7 m Proben nicht vorhanden
7—9 „ Oberer Geschiebemergel
9—60 „ Unterer Sand.

In beiden Fällen führten die tieferen Schichten des Unteren Sandes zahlreiche Braunkohlenpartikelchen, die auf nahes Tertiär hindeuten.

Endmoränen.

Endmoränen ließen sich in dem besprochenen Gebiet des Flämings an drei Stellen nachweisen. Einmal fanden sich Bruchstücke einer solchen zwischen Dietersdorf und Rietz, die zum größten Teil von Oberen Sand bedeckt sind. Ihre Fortsetzung wird durch größere Einzelgeschiebe angedeutet: östlich liegt zunächst ein kleinerer Block, der Markgrafenstein, dem etwa 30 Schritt östlich davon der Schneiderstein (ca. 5,3 m^3) folgt. Jenseits der Chaussee Treuenbrietzen—Wittenberg befindet sich der Riesenstein (ca. 16,2 m^3), an den sich der an der alten Treuenbrietzen—Feldheimer Straße befindliche Bismarckstein (mindestens 12 m^3) bei Lüdendorf anschließt. Westlich der oben erwähnten Blockpackung liegt der Bischofstein (ca. 3,75 m^3). Alle diese in einer Richtung angeordneten Einzelgeschiebe bilden in Verbindung mit der Blockpackung einen langgestreckten Zug einer Endmoräne, dessen Residuum sie darstellen.

Ein zweiter, größerer Zug von Endmoränen beginnt nördlich des Dorfes Göritz i A. auf den Windmühlenbergen als ein zusammenhängender, schmaler Rücken. Diese Endmoräne löst sich nach Nordwesten zu in zwei nach Nordosten offene und oft im Zusammenhang unterbrochene größere Bogen auf, die sich mindestens bis nordwestlich des Dorfes Medewitzerhütten verfolgen lassen.

Ein letzter Zug von Endmoränen ist im Südwesten des Gebietes nachzuweisen. Dort beginnt südwestlich des Dorfes Ragösen ein über 8 km langer Rücken, der eine von jüngeren Sanden stark bedeckte Endmoräne verbirgt, deren typische Entwicklung erst bei dem Forsthause Spitzberg zu beobachten ist. Mit diesem Zuge stehen jedenfalls auch einige kleinere Bruchstücke von Endmoränen in Verbindung, die sich östlich und südlich des Dorfes Neeken als deutliche Blockpackungen vorfinden.

Unterdiluviale Tonmergel.

Die bei Niemegk, Rietz und an anderen Punkten durch zahlreiche Gruben erschlossenen Tonmergel sind gleichaltrig, sie finden sich häufig in Verbindung mit Oberem Geschiebemergel, der sie regelmäßig überlagert.

In einem der Aufschlüsse bei Rietz ließ sich (1902) sehr gut das Phänomen der contorted drift beobachten: stark gestörte, nur wenig mächtige Schichten liegen zwischen völlig horizontalen und durchaus parallel abgelagerten Tonmergelbänkchen, eine Erscheinung, die aus dem norddeutschen Flach-

lande zuerst durch WAHNSCHAFFE[1]) bekannt gemacht wurde. Man führt sie darauf zurück, daß Gletschereisblöcke, die sich zur wärmeren Jahreszeit von der Hauptmasse ablösten, beim Hingleiten über weiche Tonmassen den Boden aufwühlten und die angedeuteten Druckwirkungen erzeugten.

Die Mächtigkeit dieser Tone, die oft *Paladina diluviana* sowie stark abgerollte größere Braunkohlenstücke enthalten, beträgt bis zu 5 m und mehr.

Andere durch Gletscherdruck bewirkte Schichtenstörungen der Tone sind von KEILHACK[2]) näher besprochen worden.

Tertiär.

Schichten tertiären Alters sind mehrfach auf dem Fläming nachgewiesen, sie verteilen sich nach KEILHACK[3]) auf zwei parallele Zonen, eine nördliche und eine südliche.

In den Bereich der ersteren fällt eine kleine Brunnenbohrung im Dorfe Rietz (1901), die in ca. 32 m Tiefe einen Geschiebemergel unbestimmter Stellung antraf, und in 36,5 m schwach tonige Glimmersande, wohl miocänen Alters (Terrainhöhe + 81 m). Zu dem Gebiet der südlichen Zone gehört eine Brunnenbohrung von Serno i. A. (1902), die in 24 m

Probe	Tiefe in m		Bemerkungen.
1.	86—94	Braunkohlen, stark verunreinigt	1 = 45,3 % Asche
2.			2 = 50,7 „ „
3.	96—100	Braunkohlen, stark verunreinigt	3 = 48,7 „ „
4.			4 = 51,7 „ „
5.	100—107	Hellbraune Glimmersande	5 = 83,0 „ „
6.	107-109,5	Holzreste aus 7.	6 = 3,0 „ „
7.		Braunkohlen	7 = 12,3 „ „

[1]) Über einige glaciale Druckerscheinungen im norddeutschen Diluvium. Diese Zeitschr. 1882, S. 579ff.

[2]) Geologische Beobachtungen während des Baues der Brandenburger Städtebahn. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. f. 1908.

[3]) Über neuere Tiefbohrungen auf dem Fläming. a. a. O. S. 26 u. 27.

Tiefe ein Braunkohlenflötz antraf, welches bei 29 m noch nicht durchsunken war (Terrainhöhe + 121 m). Eine dritte Bohrung. welche die Kgl. Geol. Landesanstalt verwahrt, trägt den Vermerk: Zahna, Berendt 1897. Von dieser waren nur die tieferen Schichten vorhanden, deren Profil vorstehendes war:

In etwas grösserer Ausdehnung tritt südlich Mühlstedt Tertiär zu Tage oder ist nur von einer dünnen Decke Diluvium verhüllt. Dort lagern nach dem Ergebnisse zahlreicher Bohrungen glimmerführende Quarzsande, dunkle Braunkohlenletten und lichte Formsande in einer Mächtigkeit (Diluvium + Tertiär) von 4′ — 27′ 7″ auf einem Braunkohlenflötz, dessen Mächtigkeit zwischen 3′ und 29′ schwankt. Ob wir in grösserer Tiefe noch andere Braunkohlenflötze zu erwarten haben, läßt sich nicht ohne weiteres entscheiden. Bemerkenswert erscheint aber die Angabe von Cosmann[1]), daß im Gebiet des Flämings regelmäßig 4 Kohlenflötze auftreten, von denen das oberste Letten und Formsande zum Hangenden hat; unter diesem Flötz liegen Flaschen- und Töpfertone, darunter braune Letten, Quarzsande u. s. w. Da nun, wie erwähnt, das Hangende unseres Flötzes ausschließlich aus Braunkohlenletten, Formsanden und glimmerführenden Quarzsanden besteht, so erscheint es nicht ausgeschlossen, daß hier das hangenste Flötz angetroffen wurde, dem möglicherweise nach der Tiefe zu noch weitere liegende Flötze folgen.

Im übrigen besitzt dieses Braunkohlenvorkommen, das etwa älteren Schichten des Miocän angehört, kaum eine grössere Verbreitung, da die zahlreichen, zur Wasserversorgung der Stadt Roßlau angesetzten Bohrungen keine Kohle getroffen haben.

Die Verhältnisse des im tieferen Untergrunde unseres ganzen Gebietes weit verbreiteten Septarientones sind in einer besonderen kleinen Arbeit behandelt.[2])

---

[1]) Diese Zeitschr. **28**, 1876. S. 647 u. 648.

[2]) O. v. Linstow: Über Verbreitung und Transgression des Septarientones (Rupeltones) im Gebiet der mittleren Elbe. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. f. 1903.

3. Beitrag zur Gesteinskunde des Kiautschou-Schutz-Gebietes.

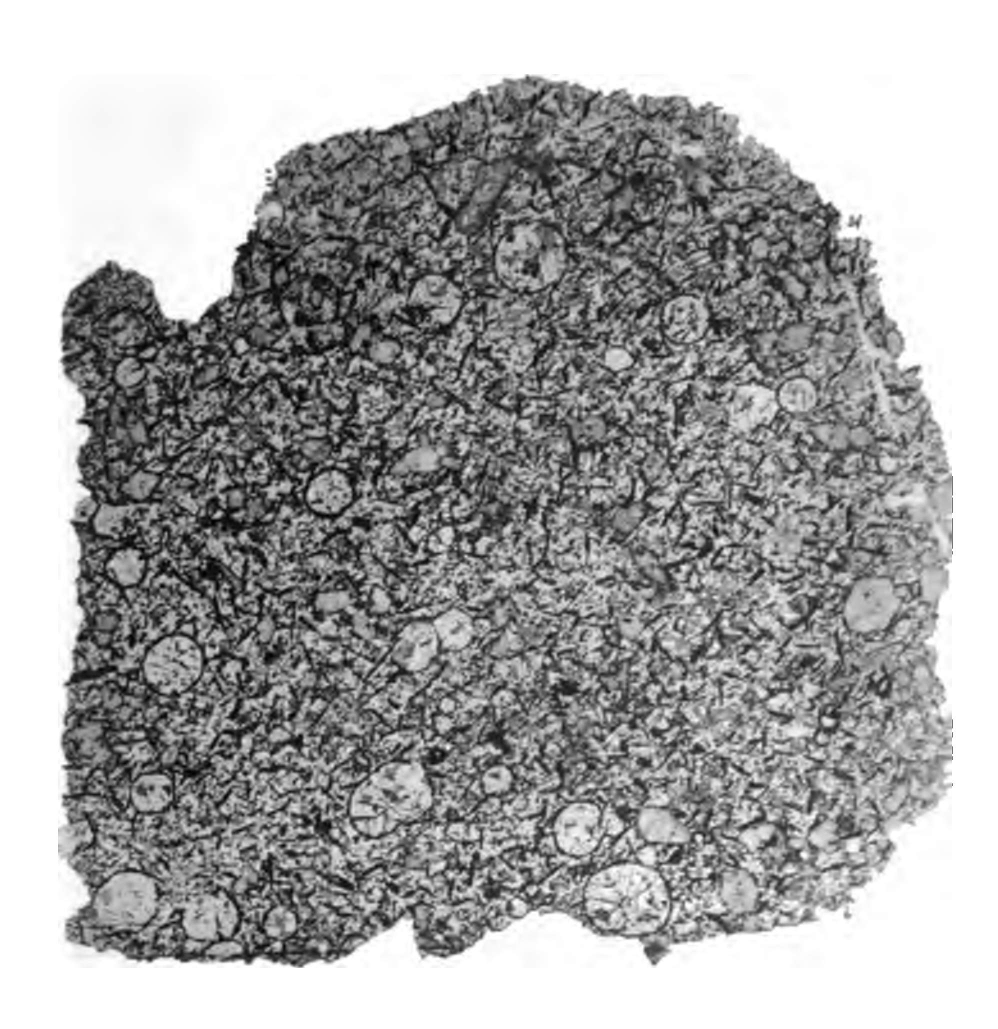
Von Herrn F. RINNE in Hannover.

Hierzu Taf. IX u. 17 Textfiguren.

Die geologischen Verhältnisse im Kiautschou - Schutzgebiet sind bislang so gut wie unbekannt geblieben. Prof. F. v. RICHTHOFEN hat auf seinen bewunderungswürdigen, weiten Untersuchungsreisen in China das jetzige Deutsch-China nicht berührt. Auf der Schantung-Karte, die F. KOERFER im Auftrage des Reichs-Marineamts aufgenommen und 1901 veröffentlicht hat, ist das Schutzgebiet fast gleichmäßig mit dem für „Gneis, Glimmerschiefer" vorgesehenen Farbenton überdeckt unter Einzeichnung einiger Gänge und eines rundlichen Vorkommens von „Eruptivgesteinen" bei Tsingtau bezw. Tsangkou.

Ließ diese Angabe keine große Mannigfaltigkeit in der Gesteinswelt des Schutzgebietes vermuten, so war es für mich eine angenehme Überraschung, bei Gelegenheit eines mehrwöchentlichen Aufenthaltes in Tsingtau im Frühjahr 1903 eine schöne Fülle von Typen eruptiver und sedimentärer Gesteine zu finden. Sie verdienen eine nähere Erläuterung. Ich gestatte mir, im folgenden auf die wichtigsten der von mir angetroffenen petrographischen Verhältnisse kurz hinzuweisen.

Wenn man sich auf der Fahrt von Schanghai der Reede von Tsingtau, der Europäerstadt Deutsch-Chinas, nähert, so bietet sich ein Bild von nicht geringer landschaftlicher Schönheit dar; sie wird bedingt durch die Vereinigung von Land und Meer, die sich in prächtig geschwungenen Küstenlinien berühren, in die weite Wasserfläche gestreute Inseln und durch den Gegensatz zwischen im Osten und im Westen hoch aufragenden, merkwürdig zackigen Gebirgskämmen und einem hügeligen Vordergrunde. Der westliche Zug ist das Perlgebirge (Hsiau tschu schan), das schätzensweise wohl fast 1000 m Höhe erreicht, das östliche Gebirge der Lauschan (= beschwerlicher Berg), der im Lauting (ting = Gipfel) 1130 m aufragt, Erhebungen, die zufolge ihrer Lage nahe am Strande zu voller Wirkung kommen. Zwischen Lauschan und dem Vordergrunde, an dessen hügeliger Lehne verstreut die



Perl-Kersantit
von der Insel Schui ling schan, Kiautschou-Schutzgebiet, Ostasien.

F. Rinne 1904.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & C

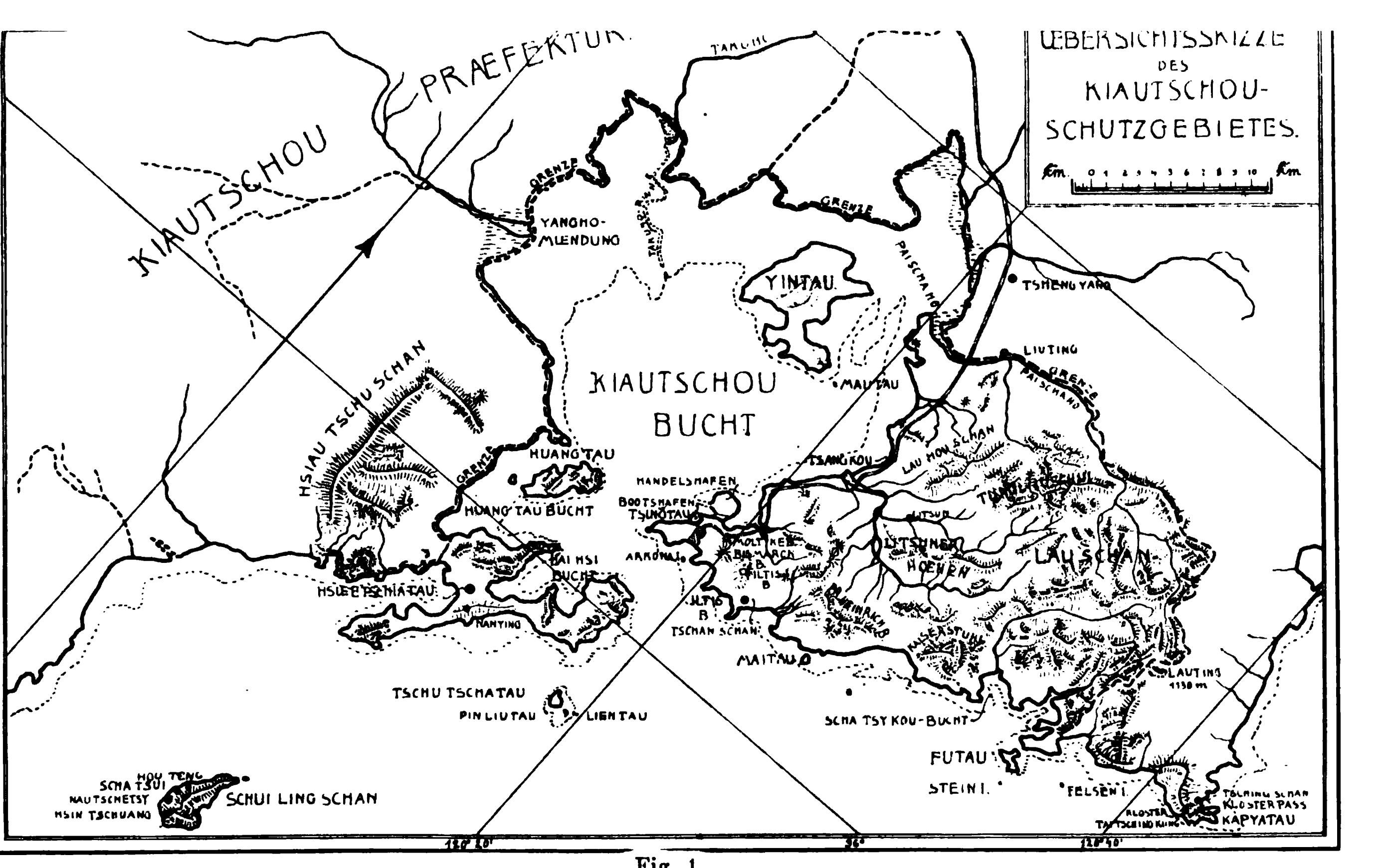

UEBERSICHTSSKIZZE
DES
KIAUTSCHOU-
SCHUTZGEBIETES.
Km 0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 Km
KIAUTSCHOU
PRAEFEKTUR
GRENZE
YANGHO-
MIENDUNG
YINTAU
PAISCHAHO
TSHENG YANG
LIUTING
PAISCHAHO
KIAUTSCHOU
BUCHT
MAITAU
HSIAU TSCHU SCHAN
HUANG TAU
HUANG TAU BUCHT
HANDELSHAFEN
BOOTSHAFEN
TSINGTAU
TSANGKOU
LAU HON SCHAN
LITSUN
LAU SCHAN
ARKONA I.
HAI HSI
BUCHT
HSUE TSCHIATAU
HANTING
TSCHAN SCHAN
KAISERSTUHL
MAITAU
LAUTING
1130 m
TSCHU TSCHATAU
PIN LIUTAU
LIENTAU
SCHA TSY KOU-BUCHT
FUTAU
STEIN I.
FELSEN I.
HOU TENG
SCHA TSUI
NAUTSCHETSY
HSIN TSCHUANG
SCHUI LING SCHAN
KLOSTERPASS
KAPYATAU
120° 10'
36°
120° 40'

Fig. 1.

stattlichen Gebäude Tsingtaus liegen, vermitteln verschiedene Bergzüge, insbesondere die Prinz Heinrich Berge, früher Fu schan (der in der Luft schwebende Berg[1]) genannt (324 m) und der Kaiserstuhl, ehemals Wu schan (Nebelberg) (400 m). Der höchste Hügel vor dem im Hafen vor Tsingtau angelangten Beschauer ist der Bismarckberg mit 132 m. Westlich von Tsingtau geht es in die weite, an 30 km lange und ebenso breite Kiautschou-Bucht, deren Eingang durch den nach Osten vorgreifenden Hai hsi-Bezirk eingeengt wird (vergl. Skizze).

Das Schutzgebiet, von dessen südlichem Teil im folgenden insbesondere die Rede sein wird, ist ein verhältnismäßig kleiner Bezirk (540 qkm Land). Seine Grenze hält sich im Westen, wie auch die Skizze zeigt, Hai hsi einschließend, an das Ufer der Kiautschou-Bucht; im Norden weicht sie beim Einfluß des Pai ho nach Osten ab, ohne aber den Lauschan zu umfassen; vielmehr wendet sich die Grenzlinie an dem Westabhang des Gebirges nach Süden dem Meere zu. Zum Deutschen Besitz gehören ferner noch einige Inseln, so Tscha lien tau (tau = Insel), Tai kung tau, Tschu tscha tau, Schui ling schan, Fu tau, Huang tau, Yin tau und einige andere.[2])

Auf mancherlei Wanderungen habe ich wohl die wichtigsten Gesteinstypen im Schutzgebiet und in seiner Umgebung kennen gelernt, der nachstehende Bericht erhebt aber nicht den Anspruch auf Vollständigkeit. Vorweg sei vermerkt, daß vom petrographisch-geologischen Standpunkt aus das Interesse an der Gesteinswelt des in Rede stehenden Bezirkes beruht auf einer schönen Mannigfaltigkeit von Eruptivgesteinen, ferner auf dem Vorkommen ausgezeichneter Kontaktmetamorphosen, die der Lauschangranit an benachbarten Sedimenten verursacht hat, und schließlich auf einer Wechselfolge von Sedimenten wohl oberkarbonischen und permischen Alters mit Eruptivgesteinen und Eruptiv-Breccien.

Natürliche Aufschlüsse des Gesteinsuntergrundes findet man, wie so oft im bergigen China, auch im Untersuchungsgebiete in außerordentlich großer Zahl. Die Wälder sind, abgesehen von einigen bevorzugten Stellen in der Nähe von Tempeln, bis auf kümmerliche Reste ausgerottet; Wiesen fehlen. Selbst die Wurzeln der Gräser wurden früher zu Feuerungszwecken dem

[1]) wenn seine Gipfel aus dem Nebel ragen.

[2]) Die Stadt Kiautschou, die eine gute deutsche Meile vom versandeten Nordufer der Bai entfernt liegt, derem Strande sie wohl früher näher lag, gehört nicht zum Schutzgebiet, wie man nach dem Namen des letzteren meinen könnte. Es hat seine Benennung nach der Kiautschou-Bucht erhalten, die ja auch die Hälfte des Pachtgebietes ausmacht. Die Aussprache des Namens durch die Eingeborenen ist etwa Kiau tsche (a und u getrennt, e kurz).



Fig. 2.
Talschutt am Signalberg bei Tsingtau, von Schluchten durchzogen.

Boden entrissen, der nun ohne den schützenden Pelz der Vegetation, von Pflanzenwurzeln nicht mehr zusammengehalten, dem Abschwemmen durch Regenwasser und dem Fortblasen durch heftige Winde ausgesetzt ist.[1] So liegt denn auf den Höhen der steinerne Grund sehr oft auf weite Strecken zu Tage; auch der Abhangsschutt ist meist gering; am Fuße der Berge findet sich die lockere Verwitterungskrume öfter in grossen Massen angehäuft, ihrerseits dann wieder von Schluchten zerrissen, die das plötzlich von den Höhen kommende Wasser verursacht hat. Man kann in diesen Wasserrissen sehr merkwürdige scharfe Formen des erdigen Materials beobachten, wie es durch die Zeichnung Fig. 3 versinnbildlicht wird.



Fig. 3.
Schluchtenwand im Talschutt. Tsingtau.

Mit diesen Abflußverhältnissen des Regenwassers hängt es natürlich zusammen, daß die Flußläufe zumeist trocken daliegen und als gelbe breite Sandbänder sich durch die Landschaft ziehen. Unter der dürren Oberfläche dieser Betten findet man mehr oder minder reichlich einen unterirdischen Wasserstrom, wie denn auch Tsingtau aus einem solchen mit Wasser versorgt wird.

[1]) Im Schutzgebiete ist man eifrig mit der Aufforstung beschäftigt und macht mit vielen Mühen allmählich wieder gut, was die Chinesen durch Entwaldung des Landes gesündigt haben.

Bei heftigen Niederschlägen füllen sich die Flußbetten, und nicht selten treten dann bekanntermaßen die Wassermassen über die Ufer, flache Gegenden weithin überschwemmend.

Prächtige Aufschlüsse bietet die vielfach felsige Uferzone in der Nähe Tsingtaus, die bei Ebbe bloßgelegt wird. Auch kommen, besonders auf den Inseln, steile Uferabstürze vor, die z. B. auf Schui ling schan ganz ausgezeichnete Profile darbieten. Dazu gesellen sich vielerorts künstliche Aufschlüsse, so in den Steinbruchanlagen, die das Material für die großartigen Hafenbauten und für Wegeanlagen und Gebäude geliefert haben. Weiterhin mußten bei dem hügeligen Gelände, in dem Tsingtau liegt, Straßen, Verbindungswege und Eisenbahn-Anlagen zwecks Vermeidung allzu großer Neigungen bezw. langer Umwege öfter tief in den Fels eingeschnitten werden, sodaß auch dadurch eine Fülle schöner Aufschlüsse geschaffen ist.

Das Landesgestein bei Tsingtau ist Granit. Mir scheint, daß in dem ausgedehnten Vorkommen dieses Gesteins ein durch die Verwitterung aus seiner ihn einst bedeckenden Sedimenthülle herauspräparierter gewaltiger plutonischer Herd zu Tage liegt, der sich nach Mineralbestand und Gefüge differenziert hat und von Gängen, z. T. granitischer, z. T. basischer Magmen, durchsetzt wurde. Von der Sedimenthülle, in deren Aufwölbungsräume das granitische Magma drang, bezw. die es bei seinem Empordringen emporhob, ist festländisch im Schutzgebiet, so viel ich gesehen habe, als Auflagerung oder in sonstiger Berührung mit dem Granit nichts mehr erhalten, wohl aber konnte ich etwa 30 km östlich von Tsingtau am Fuße des granitischen Lauschangebirges einen Sedimentrest noch beobachten. Dieses immerhin noch stattliche Überbleibsel bildet die Halbinsel des Cap Yatau bis zum Kloster Tai tsching kung bezw. bis zum Dorfe Tsching schan. Bei Fahrten um die steil abstürzende Halbinsel gewahrte ich vom Meere aus ausgezeichnete Schichtenfolgen, die in ihrer Verlängerung den benachbarten Granit des Lauschan überwölben würden, und beim Landen am Dorfe Tsching schan konnte ich feststellen, daß die Gesteinslagen hier wesentlich aus Hornfelsen bestehen, die man dann weiter auch auf dem Paßwege von hier nach dem Kloster Tai tsching kung neben dem Granit beobachtet. Letzterer dringt in das kontaktmetamorphe Gestein oft in kleinen Gängen ein.

Jedenfalls ist also hiernach sicher, daß der Granit des Lauschangebirges nicht, wie wohl angenommen ist, eine archäische Bildung ist, da ja die oben erwähnten Sedimente am Cap Yatau eine Kontaktmetamorphose durch ihn erfahren haben. Weil bislang Versteinerungen in den in Rede stehenden Sedimenten nicht



Fig. 4.
Steinbruch am Bismarckberge bei Tsingtau. Granit von Eruptivgängen durchzogen.

gefunden sind, kann eine Angabe, wie alt die Graniteruption höchstens ist, hier nicht gemacht werden. Der einzige allgemeine Anhalt liegt in der Beobachtung, daß die einstige Sedimentdecke bis auf geringe Reste bereits entfernt ist, eine geologische Veränderung zwar von großen Verhältnissen, die aber doch auch ein junges Alter des Granits durchaus nicht ausschließt.

Der Granit der Gegend von Tsingtau wird von zahlreichen Gängen durchsetzt. Es sind aplitische Ganggranite, gelegentlich mit Pegmatit verbunden, Quarzporphyre, weiter unten zu kennzeichnende Tsingtauite, Spärolithporphyre und Felsitfelse, Orthoklas-Plagioklas-Biotitporphyre mit Anklängen an und Übergängen zu porphyritischer Entwicklung, Diorite, die sich z. T. durch Augitgehalt dem Gabbro bezw. Diabas nähern, und Kersantitgesteine, die gleichfalls z. T. dem Diabas bezw. seinen porphyrischen Ausbildungen nahe stehen. Schließlich ist der Granit auch noch von Basalt durchbrochen. Alle diese Gesteine sind also jünger als der Granit und als die Sedimente, die er metamorphosiert hat.

Auf der zum Schutzgebiet gehörenden Insel Schui ling schan findet man Eruptivgesteine, die Sedimenten, (Tonschiefern, mergeligen Sandsteinen, Grauwacken, Konglomeraten und Breccien) von wahrscheinlich carbonischem oder permischen Alter zwischengeschaltet bezw. aufgelagert sind. Als Hangendstes erscheinen dort diabasische Porphyrit-Eruptivbreccien, eingeschoben in die Schichtenfolgen Aplit und Orthoklas-Plagioklas-Biotitporphyre, von denen ersterer wohl als Lagergang aufzufassen ist, letztere entweder in nämlicher Weise oder als einstige Deckenergüsse erklärt werden können.

Granite.

Die granitischen Gesteine der Gegend von Tsingtau wechseln bezüglich ihrer Gemengteile von Hornblende-Biotit-Granit, Biotitgranit, biotitarmem Granit zu glimmerfreiem Granit (Alaskit), ihrem Gefüge nach von ziemlich grobkörnigen zu mittelkörnigen, von gleichmäßig körnigen zu porphyrischen. Nicht selten findet man miarolitisch-drusige Entwicklung. Die Farbe der in Rede stehenden Gesteine ist meist rötlich; weißlichrötlich im Falle ein Gegensatz zwischen rötlichen Orthoklasen und weißlichen Plagioklasen[1]) erscheint, wobei denn die Biotite

[1]) Der Umstand, daß so oft in Tiefengesteinen bezw. auch älteren Ergußgesteinen die Orthoklase rot, die Plagioklase hell sind, verdient noch nähere Untersuchung. Es ist wohl möglich, daß bei Tiefenverwitterung die Kalifeldspate stärker angegriffen werden als Kalknatronfeldspate, und infolgedessen für einen Absatz von Eisenoxyd günstigere Gelegenheit geben als letztere.

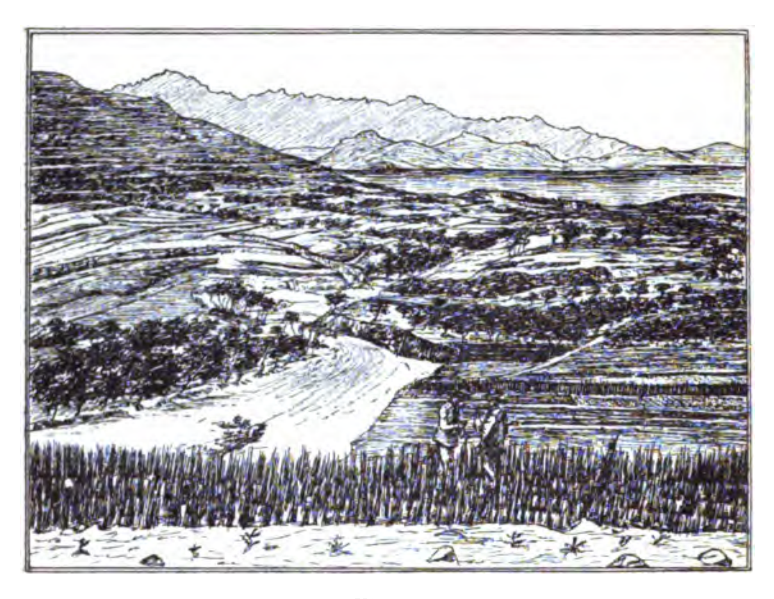


Fig. 5.
Gegend von Scha tsy kou mit dem zackigen Kamm des granitischen Lauschan im Hintergrunde.

mit besonderer Vorliebe in kleinen Plagioklasansammlungen auftreten, sodaß auf die Weise die Ausscheidungsfolge Biotit, Plagioklas, Orthoklas, Quarz angedeutet wird.

Einige Fundpunkte granitischer Gesteine, die in meiner Sammlung vertreten sind, seien hier besonders angeführt. Beim Dorfe Tsching schan am Kap Yatau und auf dem Paßwege nach Tai sching kung sammelte ich Hornblende-Biotit-Granit und Biotitgranit. Man ist hier in der Nähe der Granitgrenze zum Hornfels. Die Gesteine zeigen rötlichen Orthoklas (von mikroskopischen Albitschnüren und Butzen reichlich durchwachsen), weißen Plagioklas, grauen Quarz, Säulchen dunkler Hornblende (im Schliff grün), Biotit, Titanit (auch schon makroskopisch), etwas Erz, Zirkon und vereinzelte, im Dünnschliff braungelbe Lappen von Turmalin, welch' letztere Erscheinung gewiß mit der Granitrandnähe der Proben zusammenhängt. Auch in Stücken, bei welchen im Schliff keine Hornblende erschien, zeigte sich noch Titanit.

Sei an dieser Stelle erwähnt, daß im Lauschan viele schöne. meist ziemlich dunkle, gelegentlich auch helle Rauchquarze vorkommen. Sie werden beim Besuche der Dörfer am Gebirge von Chinesenkindern zum Kauf angeboten. Fundpunkte selbst habe ich nicht besuchen können. Wahrscheinlich stammen die

Kristalle aus Drusenräumen des Lauschangranits. Sie erreichen zuweilen sehr beträchtliche Größen; ich sah solche von über 20 cm Länge. Zuweilen sind sie nach einer Prismenfläche platt tafelig, zumeist aber ziemlich regelmäßig nach Art der gewöhnlichen Schweizer Rauchquarze entwickelt. An Formen kommen stets $\infty R\ (10\bar{1}0)$; $R\ (10\bar{1}1)$; $-R\ (01\bar{1}1)$ vor, nicht selten dazu steilere Rhomboeder und ferner kleine Rhomben- und Trapezflächen, an deren Verteilung öfter Zwillingsbildung nach $\infty R\ (10\bar{1}0)$ erkannt werden kann.

Ein schöner, dem von Baveno ähnlicher Granit wird in den Prinz Heinrich Bergen gebrochen. Eine plattige Absonderung begünstigt die Gewinnung.

Es ist ein Biotitgranit, gelegentlich mit Hornblende. In den kleinen Drusenräumen findet man ganz hübsche Kristallisationen von Quarz, Orthoklas, Epidot, Chlorit, Büschel eines Zeolithes, wohl Desmin, ferner auch Hyalit auf Quarz. Braune Kristalle von Titanit erkennt man öfter schon mit bloßem Auge im Gestein.

Im Biotitgranit der Pr. Heinrichberge fand ich auch kleine, etwa wallnußgroße, glimmerreiche und daher dunkle Ausscheidungen vom Charakter eines Quarz-Biotit-Diorits. Ein Schliff zeigt außer Biotit viel Plagioklas, dazu Orthoklas, sehr reichlich Quarz, in welchem andere Gemengteile, wie Biotit, Titanit, Erz gelegentlich förmlich zu schwimmen scheinen. Dazu kommt noch Apatit in dicken Prismen, Zirkon in Biotit, von pleochroitischen Höfen umgeben.

Von ähnlicher rötlichweißer Farbe wie die Pr. Heinrich Berg-Granite sind Biotit-Granite an den Iltisbergen, gleichmäßiger rot ist ein glimmerarmer Granit mit Neigung seiner Quarze zu eigengestaltiger Entwicklung von einer Kuppe am Strande gegenüber dem Polizeiposten an den Prinz Heinrich Bergen, während bei einem Granit von der kleinen Kuppe bei Tschan schan östlich von den Iltisbergen sowohl Biotit wie Quarz sehr zurücktreten. Der Quarz tritt hier selten in Körnern auf, vielmehr zeigt ihn der Schliff in Säumen um Feldspat, in dessen Randpartien er grob mikropegmatitisch eingewachsen ist. Auch in diesem an dunklen Gemengteilen armen Granit findet man ziemlich reichlich Titanit in Nestern mit Erz und Biotit. Recht grob mit reichlichem grauen Quarz ist ein leicht zerfallender Granit auf dem Festlande westlich gegenüber der Insel Schui ling schan; grober Granitsand bedeckt hier das Ufer, ein günstiges Material zur Arkosebildung. Einen gleichfalls recht groben Biotitgranit sammelte ich auf Hai hsi am Tsching schy schan.

Glimmerfreie Granite habe ich am Kaiser Wilhelm Ufer vor Tsingtau, an einer Kuppe am S.O.-Fuß des Signalberges (nach dem Artillerie-Lager zu) und im großen Steinbruch am Bismarckberg beim Friedhof geschlagen.

Es sind dies eben wegen dieser Glimmerfreiheit eigenartige Gesteine; schon wegen ihres mittelgroben Korns kann man sie nicht gut Aplite nennen, wenn man, wie hier, diesen Namen auf feinkörnige und in Gangform vorkommende glimmerarme bezw. -freie granitische Gesteine beschränkt. Sie entsprechen den sog. Alaskiten, und sind wie diese ultraleukokrate (oder amelane) Granite. Löwinson-Lessing machte s. Z. darauf aufmerksam, daß auch der Name Feldspatgreisen für entsprechende Gesteine früher angewandt ist.

Die Farbe dieser Alaskite ist im allgemeinen rötlich, bedingt durch reichlichen roten Orthoklas. Der graue Quarz hat nicht zu verkennende Neigung zu Kristallformentwicklung. Auch beim Feldspat findet man öfter gradlinige Umrandungsstrecken. Große und kleine Quarze erscheinen im selben Handstück.

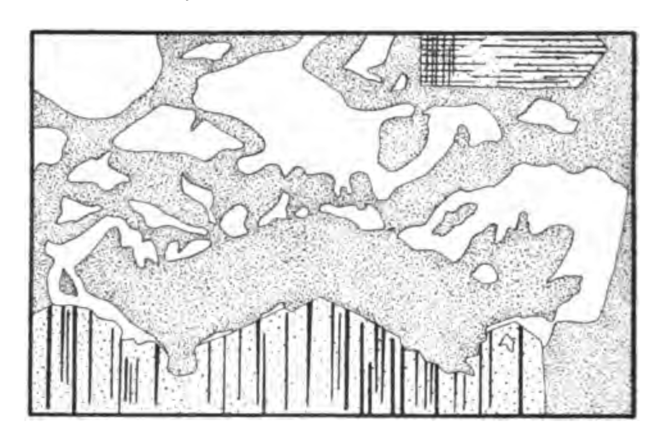


Fig. 6.
Glimmerfreier Granit. Plagioklas, von Orthoklas und Quarz umsäumt.

Hervorzuheben ist eine drusige Struktur meiner Proben, jedoch sind die kleinen, meist unter $^1/_2$ cm messenden Hohlräume nicht besonders reichlich vorhanden. Als Drusenmineralien, dann mit Kristallform, wurden beobachtet Orthoklas, Albit, Quarz. Die Verhältnisse unter dem Mikroskop sind dem obigen entsprechend: Orthoklas und Plagioklas, beide trübe, aber der erstere mehr als der letztere, Quarz, sehr spärlich Erz teilen sich in die Schliffläche. Der Plagioklas, mit Albitzwillings-

bildung, auch selteneren Lamellen nach dem Periklingesetz und mit mäßig großen Auslöschungsschiefen, zeigt öfter gradlinige, kristallographische Umrandung; sie fehlt auch nicht beim Orthoklas und Quarz, indeß ist inbezug auf die beiden letzteren zu vermerken, daß sie oft grob mikropegmatitisch verwachsen sind. So kann es kommen, daß ein kristallographisch umgrenzter Plagioklasschnitt von Orthoklas umwachsen ist, der randlich sich durch Implikationsstruktur mit Quarz verästelt, aber so daß dieser mikropegmatitische Saum sich scharf von der einheitlichen Orthoklaszone abhebt.

Gneisgranit. Auf der KOERFERschen Karte von Schantung ist das ganze Schutzgebiet mit der für „Gneis, Glimmerschiefer" vorgesehenen Farbe überdeckt, ebenso auch die Inseln Schui ling schan und Tschu tscha tau. Im Text wird vermerkt, daß im Urgebirge Gneisgranit vorherrscht und es sich meist um eine glimmerarme Gesteinsvarietät handelt, die nur selten Parallelstruktur erkennen läßt. Der Glimmerschiefer tritt nach KOERFER in größerer Verbreitung bei Tschifu (außerhalb des Schutzgebietes) auf.

Nach meinen Beobachtungen scheiden nun aber die Granite des Lauschan am Kap Yatau wegen der Kontakterscheinungen, die sie an Sedimenten hervorgerufen haben, aus dem Urgebirge aus.

Die Granite der Iltisberge, Prinz Heinrich Berge u. a. sind denen am Kap Yatau ähnlich und wohl verwandt. Sie werden gleichfalls aus dem Archaikum auszugliedern sein. Und so ist es recht zweifelhaft, ob die dann noch übrig bleibenden biotitarmen und schließlich die biotitfreien Granite der Gegend von Tsingtau dem Urgebirge zuzurechnen sind. Die wünschenswerten späteren Untersuchungen müssen sich dem geologischen Verhältnis zwischen diesen und den Biotitgraniten der Iltisberge u. s. w. zuwenden. Vor der Hand möchte ich mit der nötigen Reserve die verschiedenen granitischen Gesteine der Gegend von Tsingtau als eine geologische, petrographisch differenzierte Einheit auffassen.

An Interesse gewinnt die Frage durch das Vorkommen von Gneisgraniten, also Graniten mit schieferiger Parallelstruktur, bezw. Gneisen. Ich habe sie bei Tsingtau nur auf den kleinen Inseln Tschu tscha tau und Tscha lien tau gefunden. Die Proben in meiner Sammlung stammen hauptsächlich von dem letztgenannten Eiland, das sehr einsam im Meere, 50 km östlich Tsingtau liegt. Es setzt sich anscheinend ganz aus Gneisgranit zusammen, der nach SO mit mittlerer Neigung einfällt und eine Zerklüftung senkrecht zum NO-Streichen aufweist. Diese NO-Richtung ist im übrigen eine Hauptleitlinie des Gebirgsbaus in

der Gegend von Tsingtau. Der Habitus wechselt von fast granitischem zu ausgesprochen schieferig-flaserigem. Die Farben sind grau bis gelblich unter Vertiefung des Farbentons durch Schmitzen von grünlich-schwarzem oder auch (bei den ausgesprochen schieferigen Gesteinen) grünem Glimmer. Die Glimmerflecke auf den Schieferungsflächen bestehen aus einer Unzahl kleiner Schüppchen. Auffällig im Gestein sind häufige, kleine (ca. 1 mm große), schwarz glänzende Magnetitoktaeder. Im Dünnschliff findet man einsprenglingsartig Körner von Orthoklas, oft von Albit durchwachsen, ein Mosaik von gezähnelt in einander greifenden Quarzen und Feldspat (auch Plagioklas), Häufchen von grünem, z. T. sehr hell grünem Glimmer, mit denen gern Körner von Titanit und Erz verbunden sind. Der lichtgefärbte Glimmer mit Pleochroismus zwischen fast farblos und sehr hellgrün und der dunklere mit den entsprechenden Farben gelb-grün und braun-grün sind mit einander parallel verwachsen, gehen auch in einander über; bei beiden ist die Doppelbrechung stark. In abgeschabten Glimmerteilchen ließ sich ein kleiner Cr-gehalt nachweisen. Es handelt sich also um Fuchsit. Bemerkenswert sind noch Scharen von roten, wohlgeformten Eisenglimmern neben Magnetiten in großen Feldspatdurchschnitten. Die Insel Tschu tscha tau konnte ich leider nur ganz kurz und nur am Nordende besuchen. Sie verdient aber eine eingehendere spätere Würdigung wegen ihres Gneisgranites, wegen eigenartiger

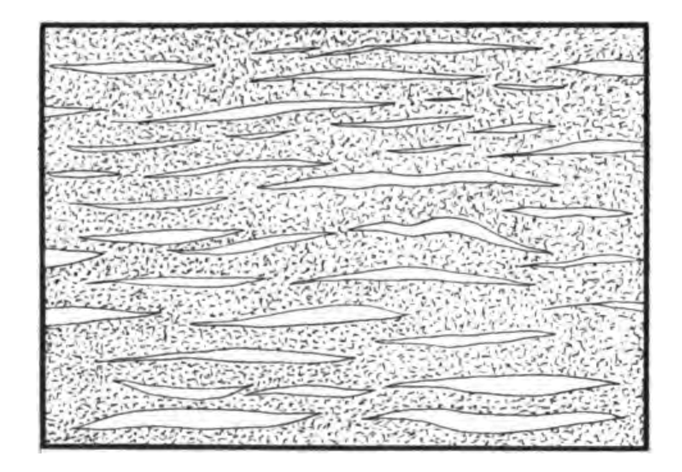


Fig. 6.
Gneisgranit. Fluidalerscheinung mit Protoklase.
Ansicht eines Handstücks.

Quarzporphyre und wegen ihrer dunklen Ganggesteine. Unter den granitartigen Gesteinen fielen mir nun ganz besonders Abarten auf, die einen Wechsel lichtrötlicher Feldspatlagen und grauweißer Quarzschmitzen aufweisen. Wie Fig. 6 in etwa natürlicher Größe zeigt, halten die Feldspatstreifen an, während die Quarzlagen sich auskeilen und in ihrer Fortsetzung oder auch unter paralleler Verschiebung durch andere Quarzzüge ersetzt werden. U. d. M. sieht man, wie die Quarzstreifen nicht einheitlich, sondern aus meist wirr liegenden, rundlich-eckigen Körnern zusammengesetzt sind, die zähnelig in einander greifen; öfter bemerkt man schwach wellige Auslöschung. Die rötlichen Zonen bestehen wesentlich aus Orthoklas, auch mit Albitschnüren, und Plagioklas in Körnerform; hier und da findet sich zwischen ihnen ein Bezirk mit reichlichen Fetzen eines bräunlich-gelben Glimmers und mit Magnetit. Das Ganze ist wohl als eine Fluidalerscheinung mit Protoklase aufzufassen. Grade beim Quarz sind solche Erscheinungen wohl erklärlich. Er ist erfahrungsgemäß ein sprödes Mineral. Insbesondere kommt dies bei Temperaturwechsel sehr stark zur Geltung. Quarz verträgt schnelle Erhitzung und (dementsprechend wohl auch) plötzliche Abkühlung äußerst schlecht. Ein dünner Quarzkristall in eine Flamme gehalten, zerspringt alsbald mit großer Heftigkeit. Schnelle Abkühlung ist nun unter Umständen, z. B. am Rande von Vorkommnissen, leicht möglich, und so mag es dabei zum Zerspringen von Quarzen in Körnerhaufen kommen, die dann beim zähen Fluß des Magmas zu länglichen Gruppen wirr liegender Körner ausgezerrt werden können.

Kontaktmetamorphosen am Granit.

Wie erwähnt, hatte ich am Kap Yatau, insbesondere am Strande beim Dorfe Tsching schan und auf dem Paß zwischen dieser Niederlassung und dem Kloster Tai tsching kung, Gelegenheit, ein ganz vorzügliches Beispiel der Kontaktmetamorphose an Granit zu beobachten. Die Mannigfaltigkeit bezüglich der äußeren Erscheinung der Hornfelse ist sehr groß. Manche Stücke sind grauweiß, andere grünlich-braun, andere braun, wieder andere gebändert in braun und grünlich, manche graue sind von grünlichen, harten, gekrümmten Schalen durchzogen u. s. w.

Vom petrographischen Standpunkt aus ist es von Interesse, daß die von mir gesammelten Kontaktgesteine zu den Plagioklas-Augit-Hornfelsen gehören. Seien einige Abarten hier kurz berührt. Bei einer von mir auf dem Klosterpaß zwischen Tsching schan und Tai tsching kung geschlagenen Probe handelt es sich um ein vom Hornblendegranitit umschlossenes und daher besonders stark verändertes Gestein von olivgrüner Farbe.

Im Dünnschliff zeigt sich wesentlich Feldspat und lichtgrüner monokliner Augit. (Fig. 7). Ersterer kennzeichnet sich durch

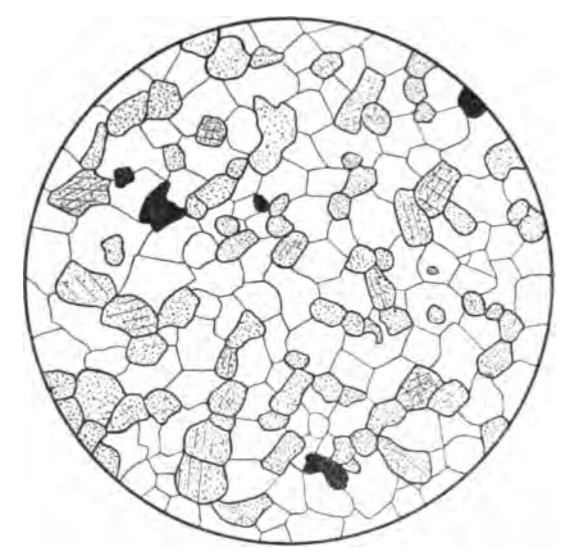


Fig. 7.
Plagioklas-Augit-Hornfels.

Zwillingslamellierung sehr oft als Plagioklas. Durchschnitte ohne Lamellen mögen z. T. Orthoklas sein. Spärlich kommt dunkles Erz, selten ein Fetzen tiefgrüner Hornblende vor. Das Gefüge des Materials ist typisch richtungslos körnig.

Aus einem anderen Stück, das ich dicht bei Tsching schan sammelte, konnte ein Schliff durch die Grenzzone von Hornblendegranitit und Hornfels geführt werden. Der Granit selber ist ein grober Hornblende-Biotitgranit, an der Grenze zum Hornfels ist er auf etwa 1 cm Breite und mit scharfem Absetzen gegen den groben Granit ziemlich feinkörnig und dabei durch lagenförmige Anordnung dunkler Hornblenden streifig. Ein Schliff durch diese Randzone zeigt insbesondere in der Ausbildung der Hornblende sog. Kontaktstruktur. Eine Stelle durch solchen Streifen ist in Fig. 8 dargestellt. Dann folgt scharf abgesetzt der Hornfels, der hier durch hellere olivgrüne Bänder in rostfarbenem Untergrunde gebändert erscheint. Es ist ein Plagioklas-Augit-Hornfels, der durch Ausscheidung von Eisenhydroxyd auf den Augitkörnern seine gelb-braune Farbe erhielt.

Sehr helle, fast weiße Farben zeigen Hornfelse, die mikroskopisch viel Feldspat, auch Quarz und wenig Augit erkennen

lassen. Zuweilen ist letzteres Mineral dann in gewundenen Schalen angereichert, die bei der Verwitterung des Gesteins auf der Oberfläche als Leisten stehen bleiben. Solche Schnüre bestehen wesentlich aus besonders groben Augitkörnern.



Fig. 8.
Grenzzone im Granit gegen Hornfels.

Rotbraune Farbentöne stellen sich ein, wenn außer den genannten Mineralien sich reichlich dunkler Glimmer in den Hornfelsen findet; z. T. handelt es sich nur um Lagen in den Handstücken, andererseits sind große Partien entsprechend gefärbt. Der Biotit mit Pleochrismus zwischen braungelb und graugelb auf Querschnitten zeigt sich dann in zahllosen kleinen Lappen. Zum Teil sind diese Plagioklas-Biotit-Augit-Hornfelse durch große, breit leistenförmige trikline Feldspate porphyrisch.

So liegt also eine bunte Mannigfaltigkeit von Kontaktgesteinen vor, deren Abarten bei eingehendem Studium der interessanten Halbinsel am Kap Yatau sich gewiß noch stark vermehren wird.

Nach Kenntnisnahme der Kontaktmetamorphose an der genannten Örtlichkeit war es mir von großem Interesse, ähnliche Hornfelse, aber von ganz besonders schöner äußerer Erscheinung, auf der Insel Tai kung tau zu beobachten. Diese kleine Insel liegt an 20 km südöstlich von Tsingtau. Bei der Fahrt auf

von Schanghai einlaufenden Schiffen fällt sie durch ihre ausgezeichnete Schichtung der Gesteine, die etwa SO fallen, auf. Ich konnte bei schnellem Besuch einige Proben nehmen. Es sind Hornfelse von wunderschöner, z. T. sehr zarter Färbung, die wohl als Ornamentsteine recht gut verwandt werden könnten. Einige haben grau-grüne Farbe mit weißlichen und braunen Lagen und Flammen, andere sind von einem sehr schönen lichten grünlichen Grau mit olivgrünen und rötlich-braunen Lagen, wobei die verschiedenen Farben z. T. scharf von einander absetzen, z. T. in einander verschwimmen. Auch diese hübschen Gesteine sind Plagioklas-Augit-Hornfelse.

Pegmatite

fand ich in den Prinz Heinrich Bergen, wo sie in demselben Biotit-Granit erscheinen, der von den unten erwähnten Apliten durchsetzt ist. Sie bilden schlierige Partien aus grauem Quarz und rötlichem Kalifeldspat. In meinen Proben überwiegt ersterer, seine Körner erreichen an Faustgröße.

Zuweilen kommt Quarz für sich gangförmig, auch auf kleine Strecken als Salband von Aplit vor.

Aplitische und Felsitfels-Ganggesteine.

Granitisches Magma ist in der Tsingtau-Gegend einmal in Form eines mächtigen Massivs erstarrt und andererseits in Spaltenräumen als Gangbildungen verfestigt. Da die in Rede stehenden Gänge die Massivgranite durchsetzen, sind sie jünger als letztere und natürlich auch jünger als die Sedimente, welche von den Graniten metamorphosiert sind.

In den verhältnismäßig schmalen Spaltenräumen bildeten sich Gesteine, die zumeist von den in den vorgehenden Abschnitten geschilderten Graniten dem Gefüge nach stark abweichen. Es handelt sich dabei einmal um porphyrische Entwicklungen, die in einem folgenden Abschnitt für sich behandelt werden sollen. Andererseits ist der unmittelbare Anschluß an die Granite bezüglich des Gefüges in denjenigen Ganggesteinen des Gebietes gegeben, die bei makroskopisch körniger, wenn auch feinkörniger Struktur, also ohne daß auffällig Einsprenglinge und Grundmasse unterschieden werden können, und bei Armut an Glimmer bezw. Fehlen dieses Minerals, als Aplite zu bezeichnen sind. Nun finden sich weiter im Untersuchungsgebiete in großer Anzahl lichte Ganggesteine, die den Apliten makroskopisch ähnlich, aber von feinerem Korn sind, immerhin aber noch nicht das gleichmäßig dichte von Porphyrgrundmassen erreichen. Bei ihnen stellen sich mikroskopisch deutliche Anklänge

an die Strukturen von Porphyrgrundmassen, schriftgranitische Verwachsungen und mikroskopische Büschel- und Sphärolithbildungen heraus. Weiterhin beobachtet man, wenn auch nur sehr spärlich und in geringer Größenentwicklung, Einsprenglinge von Feldspat, insbesondere Plagioklas. Offenbar nähern sich solche Vorkommnisse den sog. Felsitfelsen, den Gesteinen, die gewissermaßen nur aus dichter Porphyrgrundmasse bestehen, und wenn man bei Felsitfelsen nicht gradezu makroskopisch vollständig jaspisartige Dichte der Grundmasse verlangt, so kann man die in Rede stehenden Gesteine dazurechnen.

Bemerkenswert ist in der Hinsicht, daß an gut verfolgbaren Gängen ein Wechsel der Körnigkeit beobachtet wurde. So fand ich bei einem hierhergehörigen Gange auf der Insel Schui ling schan zumeist ein makroskopisch sehr feinkörniges Gefüge, stellenweise und insbesondere an einer Kontaktstelle an der Südostküste der Insel ganz nahe dem Liegenden des Ganges makroskopisch vollständig dichtes Gestein. Schließlich ist noch zu bemerken, daß auch Vorkommnisse angeschlagen wurden, die, soweit der Aufschluß reichte, gleichmäßig aus typischem, ganz dichten Felsitfels bestehen. (Kaiser Wilhelm Ufer).

Man kann also im Gebiete die Verwandtschaft von Aplitgängen und Felsitfelsgängen verfolgen, und weil eine Scheidung hier schwer durchzuführen ist, sind diese Typen in einem Abschnitt zusammengefaßt. Die folgende Einzelbetrachtung der Vorkommnisse wird die jeweilige Stellung nach den studierten Proben ergeben.

Aplit findet man z. B. an den Iltisbergen. Die Probe eines in Granit aufsetzenden, etwa 25 cm mächtigen Ganges am Wege oberhalb der Oberförsterei zeigt makroskopisch noch deutlich erkennbar hellrötlichen Feldspat, grauen Quarz und sehr spärlich kleine dunkle Glimmerschüppchen. Auffallend und wegen ihres Anklanges an pegmatitische Bildungen interessant sind im Gestein cm-große Tupfen von Feldspat und Quarz in grober Entwicklung. Öfter gewahrt man in diesen Ansammlungen noch große Körner von Eisenkies. U. d. M. erkennt man im Aplit Orthoklas mit Albitschnüren, Plagioklas und Quarz in granitisch-körnigem Gefüge, etwas schwarzes Erz und Glimmer. Letzterer zeigt zwar nicht sehr starken aber deutlichen Pleochroismus zwischen sehr licht und etwas tiefer gelblich-grün; es ist wohl gebleichter Biotit.

Weiterhin erwähne ich hier noch die Trümer, die man als saure Nachschübe kennt, und die von mir im Untersuchungsgebiete im Biotitgranit der Prinz Heinrich Berge oft und zwar als $^1/_2$ bis wenige cm breite, grauweiße, gelegentlich geschlängelte

Gängelchen beobachtet wurden. Im mikroskopischen Bilde fällt auf, daß sich aus einem kleinkörnigen Quarz-Feldspat (Orthoklas-Plagioklas) - Untergrunde viele großkörnige Tupfen, aus Orthoklas, Plagioklas und Quarz bestehend, herausheben. Gelegentlich kommt grob schriftgranitische Struktur an einzelnen Dünnschliffstellen vor. Zu erwähnen sind noch spärlicher Magnetit, Titanitkörner, sehr wenig gelblicher Glimmer.

Makroskopisch dem erwähnten Aplit der Iltisberge ähnlich, aber dichter, sehen Proben von Ganggesteinen der Prinz Heinrich Berge aus. Die Vorkommnisse heben sich schon von weitem heraus als der Längsrichtung des Bergzuges und dem Küstenverlauf ungefähr parallele, an der Bergflanke als Grate sich hinziehende Gangzüge. Sie stehen mit ihren scharfen, zerklüfteten Formen in starkem Gegensatz zu den zu Wollsäcken und Schalen grusig verwitternden Biotitgranit, in dem sie aufsetzen. Ihre Farbe ist graurötlich. Hier und da treten in den Handstücken kleine rote Orthoklase als Einsprenglinge heraus. Die Struktur der Gesteine wechselt. Granitisch körniges Gefüge ließ sich bei ihnen nicht beobachten, vielmehr ist eine Neigung zur Implikationsstruktur nach Art der Schriftgranite, auch zu büscheligen Aggregierungen von Feldspat und Quarz festzustellen. Im Schnitt kurz leistenförmig erscheinende Feldspate gehen unvermittelt in ein eutektisches Gemisch von mikropegmatitisch verwachsenen Quarz und Feldspat über, in dem die Feldspatsubstanz mit dem sich scharf abhebenden eckigen Kern parallel gelagert ist, oder es setzen sich an die Feldspate büschelige Bärte der nämlichen Minerale an. Zwischen diesen sphärolithischen Büscheln ist das Gefüge öfter mikrogranitisch mit wechselndem Korn. Etwas Magnetit und Glimmer, ähnlich dem im erst erwähnten Aplit, erscheinen auch hier.

Ein verwandtes Gestein von lichtroter Farbe, mit einelnen, hier verhältnismäßig großen rötlichen Orthoklasen fand ich beim Besuch des der Insel Schui ling schan westlich gegenüber liegenden Festlandes am Strande in einem mehrere Meter mächtigen Gange, der sehr groben Biotitgranit durchbrochen hat.

Prächtig auf mehrere Kilometer im Streichen und mehrere hundert Meter im Fallen aufgeschlossen ist ein eigenartiges, helles, vielleicht keratophyrisches, hier zu besprechendes Gestein auf der Insel Schui ling schan.

Die Kartenbezeichnung Koerfers, daß auf letzterer Urgebirge ansteht, trifft nicht zu. Die Insel besteht vielmehr aus einer in steilen Abstürzen zutage tretenden Schichtenfolge sedimentärer Gesteine, insbesondere dunkler, mergeliger Sandsteine, Tonschiefer, Grauwacken, Konglomerate und Breccien, mit

zwischengeschalteten, bezw. das Hangendste bildenden Eruptivgesteinen. Von letzteren fällt an der steilen SO- und S-Küste, auch an der Westseite eine als weißes Band ausstreichende Bank ganz besonders auf. Sie lagert an der Westseite der Insel zwischen Schiefern und Sandsteinen, die hier etwa nordsüdlich streichen und mit 15—40° nach Osten fallen. Jedoch hebt sich die weiße Bank nach Süden zu allmählich höher: während sie bei Hou teng nur etwa 10 m über dem Meeresspiegel lagert, bei Nau tsche tsy etwa bei der 50 m-Linie getroffen wird, ragt sie als überhängende Platte an der Südspitze der Insel schon 90 m über Null aus dem schroffen Abhange heraus. An der SO-Küste findet man sie bis 200 m zwischen diabasischer Porphyritbreccie ansteigend, von wo sie dann in einem herrlichen Aufschlusse bis zum östlichen Meere niederzieht. Hier am Strande lagert die Bank zwischen Sandsteinen und Schiefern. Ihre Mächtigkeit wechselt von 5 zu 10 und selbst etwa 15 m. Nicht selten gewahrt man eine etwas unregelmäßig scheitförmige Zerklüftung des Gesteins senkrecht zu seinen Begrenzungsflächen, auch gelegentlich eine bankige Absonderung parallel zu letzteren. Es scheint mir in dem schönen Vorkommen ein Lagergang vorzuliegen. Das Gestein sieht einem Quarzit, z. B. einem



Fig. 9.
Aplit, überhängend, concordant auf einer Sedimentfolge.

silurischen Harzquarzit, recht ähnlich, ist wie erwähnt grauweiß, zuweilen mit kleinen eckigen Rosttupfen. Etwa 1—2 mm große Einsprenglinge von weißem Plagioklas sind spärlich. Unter dem Mikroskop erkennt man die Zusammensetzung des Materials aus im Schnitt oft gedrungen, scharf und auch roh leistenförmigen, nicht parallel gelagerten Feldspaten ohne, gelegentlich mit plagioklastischer Zwillingsstreifung und aus einem Mosaik, das, mit wechselnder Feinheit der aufbauenden Elemente, Feldspat und Quarz aufweist. Es zeigt gelegentlich Andeutungen von Implikationsstruktur. Ein förmlicher Gegensatz zwischen den eckigen Feldspaten und dem nach ihrer Verfestigung erstarrten Mosaik tritt deshalb nicht heraus, weil erstere im Verhältnis zu den Elementen des letzteren durch Größe sich nicht sonderlich hervortun, auch wohl durch randliches Weiterwachsen und derartige Teilnahme am Aufbau des Mosaiks mit ihm zusammenhängen. Noch zu nennen sind ziemlich vereinzelte, kleine Schuppen und Striemen von grünlichgelbem, stark doppelbrechenden Glimmer.

Wie bereits erwähnt, ist das im allgemeinen zwar sehr feinkörnige, aber doch noch rauhe Gestein des in Rede stehenden Vorkommens stellenweise, insbesondere im Kontakt, makroskopisch ganz dicht, etwa nach Art mancher Quarzite oder Kalksteine, denen es mit seiner weißen oder gelblich-grauen Farbe dann auch beim Anblick der Handstücke ähnelt.

Solche Ausbildungen leiten zu denjenigen Felsitfelsen über, die ich als Gänge, mit Quarzporphyren und Sphärolithporphyren zu parallel, etwa NO streichenden Ganggruppen vergesellschaftet, vor dem Kaiser Wilhem Ufer in Tsingtau fand. Meine Proben ähneln den ganz dichten Arten des Schui ling schan-Gesteins durchaus im äußeren Ansehen. Im mikroskopischen Bilde enthüllt sich aber eine größere Mannigfaltigkeit der Porphyrgrundmassenstruktur, mit lagenweisem Wechsel gröberen und feineren mikrogranitischen Baus, auch stellenweise sehr dichtem Untergrunde mit schwacher Wirkung auf das polarisierte Licht und sphärolithischen Bildungen, wie es bei der folgenden Erörterung über die Quarzporphyre des Gebietes näher vermerkt ist.

Orthoklas-Quarzporphyre, Tsingtauite, Sphärolithporphyre.

Solche Gesteine fand ich bei Tsingtau sehr verbreitet als meist NO—SW streichende, schmale, auch breitere, d. h. von Mächtigkeiten unter 1 m beginnende, aber auch mehrere, selbst an 20 m starke Gänge, dann aber auch in Aufschlüssen, bei denen Gangform des Materials nicht ersichtlich war, es vielmehr

wahrscheinlich erschien, daß eine Porphyrfacies von Granit vorliegt.

Bei letzterer Art der Erscheinung handelt es sich um hellrötliche Gesteine, deren Porphyrstruktur meist wenig ausgeprägt ist, weil die Einsprenglinge von rötlichem Feldspat (Orthoklas, Plagioklas) und grauem Quarz sich aus einer groben, rauhen Grundmasse nicht gut herausheben. So ist es z. B. im großen Steinbruch bei Hsiau pau tau der Fall, wo aber auch schöne Gangquarzporphyre vorkommen. Die Grundmasse ist schriftgranitisch entwickelt, besonders in der Umgebung der Einsprenglinge, die also bei der Kristallisation der Grundmasse mikropegmatitisch weitergewachsen. Entsprechende, aber minder grobe Struktur findet man auch um die im Schnitt gedrungen leistenförmig erscheinenden Feldspate der Grundmasse. In ihr sind heller Glimmer (wohl gebleichter Biotit), Erz, Zirkon spärlich vorhanden.

Ausgeprägter porphyrisch infolge sehr zahlreicher, wenn auch kleiner Quarzkristalle und größerer Feldspate als Einsprenglinge sind lichtrötliche Quarzporphyre am Massiv des Iltisberges. Bei ihnen kommt auch dunkler Glimmer ziemlich reichlich als Einsprengling und zwar in hübscher Formentwicklung, vor. Die Grundmasse ist schriftgranitisch. Erz ist etwas reichlicher da als beim erwähnten Hsiau pau tau-Gestein.

Die ausgezeichnet gangförmig erscheinenden, hierher gehörigen Gesteine bieten eine große Mannigfaltigkeit dar, die hier kurz berührt sei. Die Farben wechseln von graurötlich, violetrötlich, grau, gelblichweiß zu grünlich. Letztere Farbe ist augenscheinlich durch Verwitterung entstanden und durch ein u. d. M. sehr fein-schuppig, knorpelig auch striemig aussehendes, wohl glimmeriges Mineral zuwege gebracht. Dazu kommt, daß die Farbentöne öfter lagenweise verschieden sind, wobei z. B. rötlichgraue und grünlich-graue Streifen aufeinander folgen, entweder förmlich plattig übereinander oder stark fluidal gewunden. Schließlich wird die Mannigfaltigkeit bedingt durch die mehr oder minder große Menge von Einsprenglingen und ihre Art.

Bei einem prächtigen Gestein eines stattlichen Ganges im Steinbruche des Bismarckberges z. B. treten viele, bis $^3/_4$ cm große, gut kristallographisch durch $0\,P\,(0\,0\,1)$; $\infty\,P\,\grave{\infty}\,(0\,1\,0)$; $\infty\,P\,(1\,1\,0)$ auch $\infty\,P\,\grave{3}\,(1\,3\,0)$; $P\,\infty\,(\bar{1}\,0\,1)$ auch $2\,P\,\overline{\infty}\,(\bar{2}\,0\,1)$ begrenzte rote Feldspateinsprenglinge neben zahlreichen meist etwas kleineren, grauen, magmatisch-corrodierten Quarzen in einer hier rötlich-grauen Grundmasse auf. Entsprechend finden sich auch bei anderen Vorkommnissen sowohl Feldspat und Quarz als Einsprenglinge, sodaß sie als Feldspat-Quarzporphyre (bezw. Orthoklas-Quarzporphyre) bezeichnet werden können. Bei

anderen ist der Quarz spärlich unter den Einsprenglingen, ja zuweilen, so bei Nan ying und auch sonst auf Hai hsi, fehlt er als Einsprengling neben Feldspat ganz. Solche Porphyre verdienen die Bezeichnung Quarzporphyre nicht recht; jedenfalls erscheint es angebracht, sie durch einen Namen herauszuheben, und deshalb sind sie bekanntermaßen von Tschermak Felsitporphyre genannt. Diese Benennung hat nicht allgemein Anklang gefunden, wohl weil der ältere Naumannsche Name Felsitporphyr mit dem Allgemeinbegriff Quarzporphyr sich ungefähr deckte, und andererseits auch wohl, weil der Name Felsitporphyr, obwohl er ein sog. „Konstitutionsname" ist, das für die Gesteine Wesentliche, nämlich das Vorhandensein nur des Feldspats als Einsprengling, nicht ausdrückt. Das würde bei der Benennung Feldspatporphyr bezw. Orthoklasporphyr der Fall sein. Da dieser Name aber bereits für Porphyre der Syenitreihe vergeben ist, muß man also in vorliegender Sache auf einen Mineralkonstitutionsnamen überhaupt verzichten. So mag sich in diesem Falle empfehlen, einen sog. „Ehrennamen" zu gebrauchen. Daher schlage ich die Bezeichnung Tsingtauit für diese lediglich durch Feldspat porphyrischen Entwicklungen granitischer Magmen vor.

In anderen Fällen lagern in der Grundmasse, die Einsprenglinge vertretend, Sphärolithe. Solche Sphärolithporphyre fand ich insbesondere zahlreich bei einer Begehung des bei Ebbe trockenen felsigen Strandes vor dem Kaiser Wilhelm Ufer in Tsingtau. Es handelt sich um die oben erwähnten streifigen Porphyre, bei denen gelblich-weiße, grünliche und graue Lagen miteinander wechseln. Die Sphärolithe, meist unter 1 mm groß, heben sich mit grau-rötlicher Farbe von dem Untergrunde sehr zierlich ab. Bei massenhaften Anhäufungen bilden sie schließlich grau-rötliche Streifen.

Sei es gestattet, einige nähere Angaben zunächst über die Einsprenglinge der in Rede stehenden Gesteine zu machen. Die Feldspate sind z. T. Orthoklas, z. T. Plagioklas. Auffallend ist das gelegentlich sehr starke Durchwachsensein des ersteren durch Albit, so z. B. bei dem besonders erwähnten schönen Ganggestein vom Bismarckberge. Es kann dann vorkommen, daß statt der erwarteten einheitlichen Auslöschung von Durchschnitten roter Feldspate das ganze Schnittfeld von der plagioklastischen Lamellierung eingenommen wird. Ob bei solchen Porphyren ein Übergang zu Quarzkeratophyren vorliegt, müssen spätere chemische Analysen zeigen. In verwitterten Durchschnitten solcher Feldspate fand ich viele Kalkspatschuppen. Bei der Gelegenheit sei erwähnt, daß sich um die Feldspate des in Rede stehenden Porphyrs schon makroskopisch ein schmaler,

rötlich-brauner Saum zeigt, eine Aureole, die sich im Dünnschliff durch etwas dunklere Farbe, als sie die Grundmasse besitzt, von letzterer abhebt, und die aus lappigen, nicht unter sich parallel auslöschenden Büscheln und Saumstreifen besteht. Entsprechende, aber um das eingeschlossene Individuum rundherum gleichzeitig auslöschende Aureolen finden sich auch um die Quarze, wobei petrogenetisch wichtig ist, daß es sich (im vorliegenden Falle sogar um außerordentlich stark) magmatisch corrodierte Quarze handelt, sodaß hier also heraustritt, daß auf die Quarzausscheidung eine Periode der Quarzcorrosion und dann eine Zeit neuen Quarzwachstums folgte, welch letzteres mit der Grundmassenbildung wohl zusammenfiel. Bei den von Einsprenglingsquarz freien Porphyren ist es entweder nicht zur Bildung großer Quarze gekommen oder sie sind wieder aufgelöst. Solche Tsingtauite fand ich besonders bei Nan ying, auch beim Tsching schy schan auf Hai hsi. Es sind sehr schön fluidal entwickelte Gesteine, bei denen in eigenartig gewundenen und gestauchten Lagen, Schmitzen und Flammen von abwechselnd bräunlichen und gelblichen Farben nur rote Feldspate (Orthoklas und Plagioklas) als Einsprenglinge in meinen Proben erscheinen. Die Grundmasse ist makroskopisch sehr dicht, hornsteinartig, ähnlich wie bei gewissen schwedischen Porphyren, bei denen auch Quarz als Einsprengling fehlt.

Bei den Sphärolithporphyren liefern die Sphärolithe, insbesondere wenn sie einzeln liegen, gewissermaßen Ersatz für die Einsprenglinge. Meine schon oben erwähnten Proben vom Kaiser Wilhelm Ufer in Tsingtau zeigen die Sphärolithe als meist

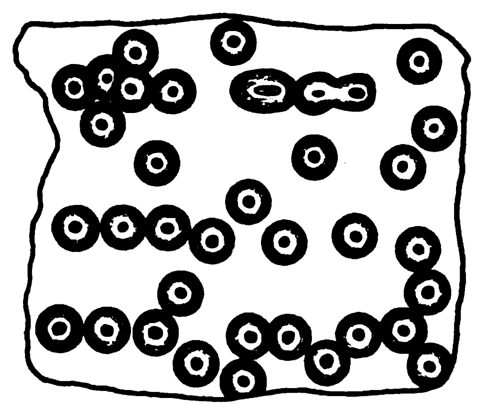


Fig. 10.
Sphärolithporphyr.

runde, zuweilen brotlaibförmige, kleine (bis 1 mm große), im allgemeinen grau-rötliche Gebilde, bei denen man in Schnitten makroskopisch einen dunklen rötlichen Punkt, einen gleichfarbigen Außensaum und zwischen beiden eine im allmählichen Farbenübergang nach innen und außen abgestufte etwas hellere Zwischenzone bemerkt. Bei abgeplatteten Sphärolithen verlängert sich das innere dunklere Punktfeldchen zu einem der Längsrichtung des Schnittes angepaßtem Strich. Das Scheibenbildchen der rundlichen Schnitte erscheint natürlich auch u. d. M. Zentrum und Saum sind rötlich-braun reichlich durchstäubt, das ringförmige Zwischenfeld weniger. Das ganze Gebilde besteht aus einem feinen, nach dem Rande zu gröber werdenden körneligen, zuweilen auch strahligen Mosaik, wohl von Feldspat und Quarz. Zuweilen erblickt man im polarisierten Lichte ein leidlich-deutliches Auslöschungskreuz mit helleren Sektoren, deren Radialrichtung Richtung größter optischer Elastizität ist.

Sei hier noch ein rötlich-grauer Porphyr mit blau-schwarzen verfließend begrenzten Tupfen, also nicht eigentlich Sphärolithen, erwähnt, den ich dicht bei der Polizeistation an den Prinz Heinrich Bergen geschlagen habe. Die Tupfen sind aus einem äußerst feinen Mosaik aufgebaut, dessen Bestandteile sich infolge Überlagerung im Dünnschliff bezüglich der Doppelbrechung soweit ausgleichen, daß nur geringe Wirkung auf das polarisierte Licht übrig bleibt. Eine strahlige Struktur tritt nicht heraus. Die blauschwarze Farbe der Tupfen wird durch reichlicheren Gehalt an feinem Magnetit verursacht. Randlich wird die Struktur der Konkretionen gröber als sie im Innern ist.

Die Grundmasse der Porphyre erwies sich sehr wechselnd aufgebaut. Bei den Gangporphyren wurde schriftgranitisches Gefüge nicht beobachtet. Die Struktur ist mikrogranitisch und felsophyrisch, im übrigen sehr ungleich nicht nur bei verschiedenen Proben desselben Ganges, sondern auch im selben Schliff. Dazu kommt noch der durch Verwitterung verursachte Wechsel. Eine Einzelbeschreibung sei wegen dieser großen Mannigfaltigkeit der Erscheinungen vermieden. Sei nur hervorgehoben, daß auch die Korngröße bei mikrogranitischem Gefüge vielfach im selben Präparat verschieden ist, feinst aufgebaute und grobe Lagen, Schmitzen und Nester mit einander tauschen, gelegentlich grob radiale Struktur vorkommt und einmal (Gang am Kaiser Wilhelm Ufer) eine fast vollständig aus kleinen, strahlig-büscheligen Sphärolithen mit optisch negativen Radien aufgebaute Grundmasse bemerkt wurde. Hierbei ließen die Sphärolithe zwischen sich außer den Einsprenglingen von Orthoklas, Plagioklas und Quarz nur schmale Säume von ziemlich

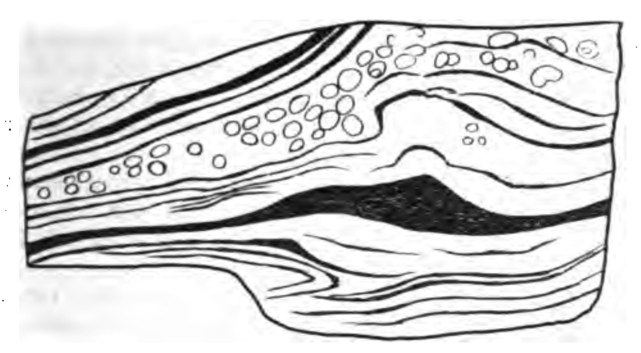


Fig. 11. Makroskopisch fluidaler Porphyr. (Natürliche Größe).

grober mikrogranitischer Grundmasse. Bei einigen Porphyren zeigten sich Besonderheiten in der Fluidalerscheinung, insofern bei ihnen im Schliff Streifen, Schmitzen, Striemen u. a. aus körnigen Quarzaggregaten erscheinen, die sich mit ihrer Längserstreckung der Flußrichtung anpassen. Die Quarzkörner greifen zackig ineinander. Man könnte versucht sein, diese Erscheinungen so zu deuten, als seien Quarze beim Fluß zu Körnerhaufen zertrümmert und diese protoklastischen Aggregate dann in der Fließrichtung auseinander gezerrt. [1])

Jedoch erscheint es im vorliegenden Falle wahrscheinlicher, daß die Körnerhaufen durch Infiltration in fluidal angeordnete Hohlräume entstanden sind. Dafür spricht der Umstand, daß in den in Rede stehenden Porphyren sich noch andere unzweifelhaft sekundäre Quarzaggregate in Form von Gängelchen zeigen, die Einsprenglinge und Sphärolithe durchsetzen, ferner, daß man bei manchen Quarzaggregaten einen Saum nach Art einer drusigen Wandbekleidung findet, die aus strahligen Leisten wohl von Feldspat besteht und schließlich, daß in den Haufen der Quarz reichlich Einschlüsse von braunen (vielleicht Ti-haltigen) z. T. hübsch sechsseitig tafelig kristallisierten Eisenglanzblättchen und auch ein nadeliges Mineral enthält, die beide in den, wenn auch sehr selten erscheinenden Quarzeinsprenglingen fehlen.

Bei den durch Verwitterung grün gefärbten Porphyren erkennt man als Umänderungsprodukte im Dünnschliff außer den schuppigen, knorpeligen, striemigen, anscheinend glimmerigen Neubildungen zahlreiche Quarzkristalle mit ausgeprägter Längsrichtung und meist scharf sechsseitigem Querschnitt.

Orthoklasporphyre

habe ich in meiner Sammlung aus dem Steinbruche bei Hsiau

[1]) Vergl. Gneisgranit f. 6, S. 134.

pau tau. Die Aufschlüsse haben mir bei meinem Besuche keine sichere Deutung über die geologische Stellung der betreffenden Gesteine gegeben, wenigstens finde ich in meinem Tagebuch keine Notiz darüber. Es ist nicht ausgeschlossen, daß es sich nur um eine Facies von Granit handelt.

Es sind Gesteine mit bis 1 cm großen Einsprenglingen von roten Orthoklasen, die vielfach wenigstens an den Längsseiten der Durchschnitte gradlinig begrenzt sind und öfter einen helleren Plagioklaskern zeigen.

Zuweilen kommt spärlich Biotit als Einsprengling vor, sodaß Übergänge zu Orthoklas - Biotitporphyren sich einstellen. Dieser dunkle Gemengteil ist nicht selten sechsseitig umrandet, meist z. T. chloritisiert. Quarzeinsprenglinge fehlen. Die Grundmasse besitzt lichtrötliche Farbe. Ihre Zusammensetzung aus Feldspatleisten kann man gelegentlich makroskopisch noch erkennen, z. T. erscheint sie aber dicht. Sie enthält, wie die mikroskopische Untersuchung zeigt, nicht grade wenig Quarz als Fülle in den kleinen eckigen Räumen, welche die meist seitlich gradlinigen oder auch lappigen Leisten von Feldspat (Orthoklas, auch Plagioklas) zwischen sich übrig lassen.

Biotitporphyrische bezw. porphyritische Ganggesteine.

Die an den Iltisbergen entlang führenden Promenadenwege geben zufolge der bei ihrer Anlage ausgeführten Felssprengungen gute Aufschlüsse des Granits und in ihm auftretender Ganggesteine, von denen rötlicher Aplit bereits erwähnt ist. Von dunkleren Ganggesteinen fallen recht sehr solche auf, die in grauer dichter Grundmasse zahlreiche Feldspate und mehr oder minder reichlich Biotit als Einsprenglinge enthalten. Die Feldspate dieser Porphyre sind z. T. roter Orthoklas in bis 2 cm langen Kristallen und Körnern, die oft den Kern weißer Plagioklase abgeben, im Übrigen treten letztere in großer Zahl auch für sich auf. Der Glimmer bildet kleine Blättchen mit zuweilen regelmäßiger Umrandung und von schwarzer glänzender bezw. bei Chloritisirung von matt dunkelgrüner Farbe. Quarz findet man als Einsprengling nicht. Der Reichtum an Plagioklaseinsprenglingen weist auf eine Verwandtschaft mit Porphyriten hin. Von mikroskopischen Verhältnissen sei auf die im allgemeinen geringe Auslöschungsschiefe der zwillingslamellierten Einsprenglings-Feldspate und auf die Zusammensetzung der Grundmasse hingewiesen. In letzterer gewahrt man länglich rechteckige, auch schmal leistenförmige oder gelappte Feldspate und unter ihnen verschiedentlich solche, die sich durch Zwillingsstreifung als Plagioklase kennzeichnen, sodaß auch hierdurch eine Verwandtschaft

mit Porphyriten angedeutet ist. Quarz füllt die Lücken aus. Chloritisierte Glimmerfetzen und mäßige Mengen von Magnetit sind weiterhin in der Grundmassse zu erwähnen.

Noch mehr den dioritischen Gesteinen neigen den obigen benachbarten Gängen am Iltisberge zu, die u. d. M. in der Grundmasse noch reichlicher braunen Glimmer (vielfach chloritisiert) und dazu braune Hornblende in kleinen im Querschnitt durch ∞ P $\breve{\infty}$ (0 1 0) und ∞ P (1 1 0) scharf begrenzten an den Enden zerfaserten Kristallen führen; der Magnetitgehalt ist bedeutender geworden, auch Apatit in dicken Säulen und in Nadeln kommt reichlich vor. Die Farbe des rauhen Gesteins ist grünlich-grau. Die oben erwähnten großen roten Orthoklase, die möglicherweise dem durchbrochenen Granit entstammen, wurden hier nicht beobachtet. Abgesehen von den Plagioklaseinsprenglingen bekundet das Gestein eine Verwandtschaft zu Vogesiten bezw. Kersantiten. Erwähnt sei bei ihnen noch das Vorkommen von Eisenkiesstaub und von Kalkspat als Verwitterungsprodukt.

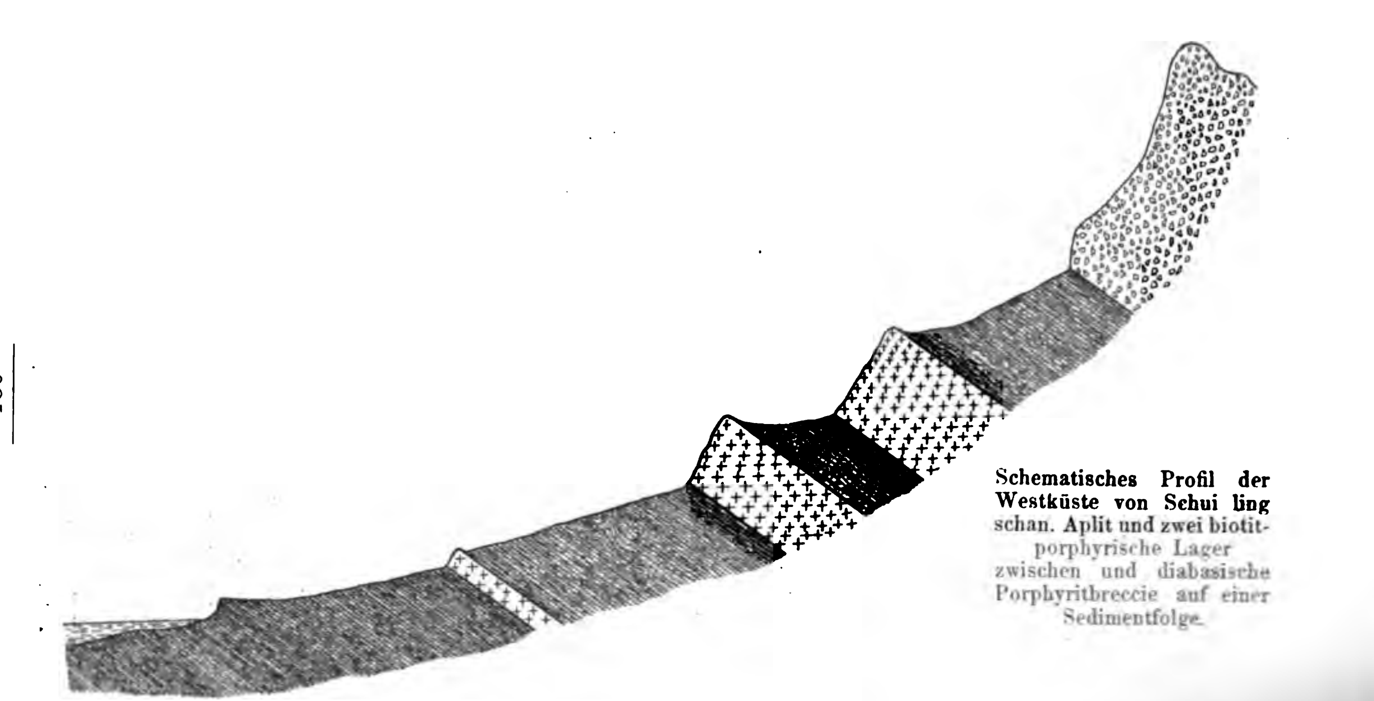
Biotitporphyrische bezw. -porphyritische Lagergesteine.

Den soeben erwähnten in Gangform auftretenden Gesteine petrographisch verwandt sind mächtige Eruptivlager, die sich zwischen Schiefern und Sandsteinen auf der Insel Schui ling schan finden[1]). Wie der Aplit von Schui ling schan heben sie sich im Profil der Westseite der Insel zufolge ihrer Widerstandsfähigkeit gegen die Atmosphaerilien kräftig in steilen Abstürzen heraus. Die Lager- (ev. Lagergangnatur) der Porphyre macht sich, z. B. beim querschlägigem Begehen der Insel von Nau tsche tsy aus, besonders gut am Liegenden des ersten Porphyrs geltend, dessen Sohle hier deutlich Streichen und Fallen der unterlagernden Schiefer teilt, ebenso an der SO-Seite der Insel nahe ihrer Südspitze, wo Porphyr konkordant über Schiefer lagert.

Es handelt sich um Gesteine, die im frischesten Zustand eine dichte hornfelsartige grünlichgraue Grundmasse und ziemlich zahlreiche Einsprenglinge von weißen, z. T. auch etwas durchscheinenden Feldspaten und schwarzen Glimmerblättchen zeigen. Die Größen von Feldspat und Glimmer betragen meist etwa 2—3 mm, wobei ersterer in leistenförmigen Durchschnitten, der Glimmer in mehr oder minder deutlich sechsseitigen Blättchen, auch in schmalen blättchenförmigen Leisten erscheint. Bei mehr verwitterten Proben ist die Grundmasse gelbgrau, auch wohl rötlichgrau, die Feldspate sind brauugelblich, gelegentlich auch licht rötlich, der Glimmer matt, schmutzig grün.

---

[1]) Vergl. Profil f. 12, S. 150.



Schematisches Profil der Westküste von Schui ling schan. Aplit und zwei biotit-porphyrische Lager zwischen und diabasische Porphyritbreccie auf einer Sedimentfolge.

Fig. 12.

U. d. M. erkennt man die Plagioklasnatur sehr vieler Feldspateinsprenglinge. Die geringen Auslöschungsschiefen weisen auf etwa oligoklastische Natur hin. Die Verwitterung zeigt sich in kaolinischer Trübung und körneliger Epidotbildung. Der Einsprenglingsglimmer ist braun, bei Verwitteruug chloritisiert. Eine körnelige Erzumrandung des Minerals ist als Veränderung im Magma aufzufassen, da sie auch bei den frischesten Biotiten vorhanden ist. Der Aufbau der Grundmasse ist dadurch gekennzeichnet, daß sie aus fein leistenförmigen oder faserigen Feldspaten, mit Neigung zu trachytischer Anordnung, ferner aus etwas größeren fast einsprenglingsartig hervortretenden eckigen Feldspatleisten im allgemeinen etwas gedrungener Art, vererzten Glimmerstrichen, zuweilen eckig lappigen Quarzteilchen und schließlich ziemlich groben Apatitnadeln, auch gelegentlichen Zirkonsäulchen und aus Erz besteht. Epidot ist eingewandert. Die erwähnten zwischen den Feldspateinsprenglingen und den Feldspaten der feinst aufgebauten Grundmasse vermittelnden Feldspate, erweisen sich in einzelnen Schliffen durch wiederholte Zwillingslamellierung als Plagioklase und zwar von geringer Schiefe der Auslöschung. In anderen Schliffen aber trat dies Merkmal plagioklastischer Natur sehr zurück. Bekanntermaßen sind Übergangsglieder in den in Betracht kommenden petrographischen Familien nicht ungewöhnlich. Es scheint, daß auch hier solche Mitteltypen vorkommen.

Diorite.

Diorite fand ich in stattlichen Gängen von einigen, ja 10 und mehr Metern Breite im Schutzgebiet an der Küste bei Nan ying auf Hai hsi, ferner an der Nordspitze von Tschu tscha tau, auch in einer Schlucht zwischen der Oberförsterei und dem Friedhof bei Tsingtau, außerdem bei der Polizeistation an den Prinz Heinrich Bergen an zwei Stellen. Wahrscheinlich kommt der Diorit hier gleichfalls gangförmig vor. Die Aufschlüsse ließen zur Zeit meines Besuches keine sichere Entscheidung zu. Es handelt sich um Hornblende-Biotit-Diorite z. T. mit Augit und um Augit-Biotit-Diorit. Das Gestein von Nan ying zeigt bis 1 cm lange und 1—2 mm breite schwärzlich-grüne Hornblendsäulchen, vereinzelt Biotitschuppen und weißen z. T. durchscheinenden Plagioklas, u. d. M. erscheinen dazu Apatit in groben Kristallen, Erz, Quarz, spärliche Lücken füllend, gelegentlich Titanit. Der Tschu tscha tau-Diorit tritt in zwei Abarten auf, einmal nämlich in einer durch Plagioklasreichtum grauen Art mit zurücktretenden Tupfen von Hornblende mit Biotit, anderseits in dunkel-grünlicher Ausbildung, also mit überwiegenden eisenhaltigen Bestandteile, und in letzterer Art zuweilen auch verhältnismäßig feinkörnig erscheinend. Auffallend sind in den dunklen Varietäten

moosgrüne, schwärzlich umrandete bis etwa 1/2 cm große Tupfen. Das Charakteristische in der Struktur der hellen Ausbildung ist das Vorhandensein großer, innen öfter deutlich kristallographisch entwickelter Plagioklase, die randlich in ein feinkörniges Gemenge von Feldspat und Quarz übergehen. Die dunklen Tupfen bestehen aus lappiger oder auch spreuartig aggregierter ziemlich heller Hornblende und aus Fetzen braunen Glimmers, dazu Erz. auch Titanit und Apatit. Der Glimmer bildet gern eine Art Rahmen um diese Konkretionen. Bei der dunklen Ausbildung sind die großen Feldspate selten, die Hornblende- und Biotitspreu verbreitet sich etwas gleichmäßiger in dem hellen aus lappig-leistenförmigen Plagioklasen bestehendem Untergrunde, doch fehlen auch nicht die erwähnten Zusammenballungen von Hornblende und Biotit.

Der augitführende Hornblende-Biotit-Diorit aus der Schlucht zwischen Oberförsterei und Friedhof bei Tsingtau erscheint graugrün durch seine weißlichen Plagioklase und grünlich-schwarzen Hornblenden und kleinen Biotitfetzen. Ziemlich zahlreich sind gelbe Eisenkiesteilchen zu sehen. Unter dem Mikroskop erkennt man eine an die Struktur von Diabasen anklingende Verschränkung von leistenförmigen Plagioklasdurchschnitten, dazwischen Fetzen brauner, auch hellgrüner Hornblende, wobei letztere öfter mit ersterer parallel und zwar als Randteil verwachsen ist. Heller Augit, zuweilen mit Andeutung kristallographischer Umgrenzung, ist nicht grade häufig. Dazu kommen ziemlich reichlich Apatit in groben Nadeln, Erz in rundlichen Schnitten. Braune neben grünlicher Hornblende führt auch ein Hornblende-Biotit-Diorit aus dem Wasserriß bei der Station an den Prinz Heinrich Bergen

Augit-Biotit-Diorit oder Biotit-Gabbro kann man das Gestein nennen, das ich lose bei der nämlichen Polizeistation an den Prinz Heinrich Bergen auf dem Wege zu den nahe gelegenen Granitsteinbrüchen fand. Man erkennt makroskopisch schwarzglänzenden Biotit, matt dunkelgrüne Körner und Säulchen (Augit), sowie fleischfarbenen Feldspat (verwitterten Plagioklas). Dazu kommen bei der Schliffbetrachtung Apatit, Erz, wenig Quarz.

Auch hier klingt die Struktur durch Feldspatverschränkung an das Diabische an, jedoch tritt dies durch die große Fülle von Augit und Biotit mehr zurück als beim Diorit der Oberförsterei. Der Augit ist im Schliff recht hell, er zeigt öfter leidliche Kristallentwicklung (Querschnitte: $\infty P \bar{\infty}$ (100); ∞P (110); $\infty P \breve{\infty}$ (010)) auch Zwillingsbildung nach $\infty P \bar{\infty}$ (100), Spaltbarkeit nach ∞P (110) und große Schiefe der Auslöschung. Der Biotit ist braun, oft stark chloritisiert und epidotisiert.

Kersantite und Minetten und andere dunkle Ganggesteine.

Im Schutzgebiet trifft man öfter dunkle, schmale, d. h. etwa ½ m. auch 1 und mehrere m breite, vielfach NO — SW streichende Eruptivgänge, die zu der oben genannten Ganggesteinsgruppe gehören. In den studierten Aufschlüssen war das Material z. T. von einer für Kersantit sehr bemerkenswerten Frische, sodaß dann in Schliffen außer den unvermeidlichen Kalkspatbutzen fast nur noch Olivinverwitterungsprodukte als Umänderungsbestandteile erscheinen, andernorts zeigen sich die Proben auch hinsichtlich des Feldspats so stark mitgenommen,

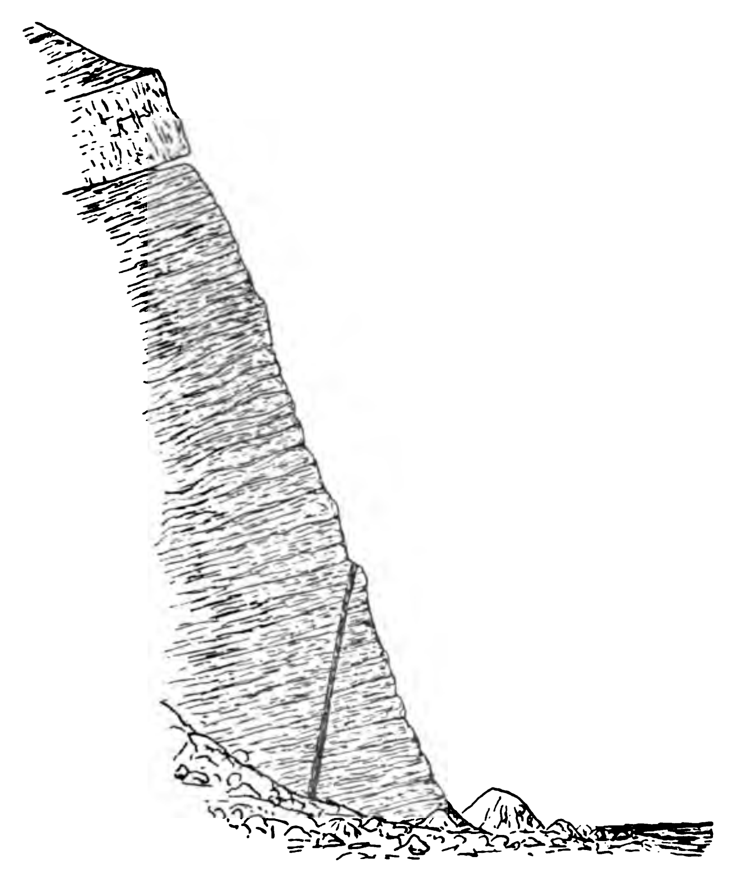


Fig. 13. Kersantit (unten) und Aplit (oben) in einer Sedimentfolge auf Schui ling schan.

daß es schwer fällt, die Unterscheidung in Kersantit und Minette zu machen, ein Grund mehr diese verwandten Gesteine zusammen zu behandeln.

Die Farbe der Gesteine wechselt von einem durch viele kleine dunkle Biotite glitzerigen Schwarz durch ein diabasisches Graugrün zu Grünlich-grau.

Seien einige Funde besonders erwähnt.

Ein prächtig durch einen gewaltigen Steilabsturz aufgeschlossener Kersantitgang findet sich am Südrand der Insel Schui ling schan. Fig. 13. Er bildet eine etwa 75 cm mächtige, etwa O—W-streichende, unter ca. 70^0 nördlich fallende Gangplatte mit Andeutung einer zu den Salbändern parallelen Absonderung. Das Gestein durchquert flach fallende Schichtenfolgen von dunklen mergeligen Sandsteinen und Schiefern. Besonders auffällig heben sich in dem grauschwarzen Gestein stellenweise eine Unzahl kleiner, meist weniger wie 1 mm aber auch zuweilen mehrere mm im Durchmesser haltender, von glänzendem schwarzen Biotit umhäuteter, harter Kügelchen und kugelartiger Gebilde heraus, die den Kersantit förmlich chondritisch erscheinen lassen. Entfernt man ein Kügelchen aus seinem Bette, so erscheint es rundum mit Glimmer bekleidet, und auch die runde Höhlung, in der es saß, zeigt eine glänzende Glimmertapete. Schon an der großen Härte der Gebilde erkennt man, daß sie innen nicht aus Biotit bestehen. In einigen der von mir geschlagenen Handstücke fehlen im übrigen die Kügelchen; ich habe leider in meinem Tagebuch nicht vermerkt, ob eine Beziehung der Kugelführung zur Lage im Gange zu erkennen ist. Im vorliegenden Falle handelt es sich um einen Olivin-Augit-Kersantit von meist sehr schöner Frische der Bestandteile, ausgenommen des Olivins, der stets verwittert erscheint und nur an seiner ja sehr charakteristischen Form erkannt werden kann. Er ist zu einem Gemenge von Karbonspat und breitblättrigem, lichtgrünlichen Serpentin, z. T. auch Talk umgewandelt. Außer dem Olivin tritt kein Gemengteil ausgesprochen einsprenglingsartig hervor, ausgenommen bei den kügelchenfreien dichteren Abarten gelegentlich besonders groß geratene, in den vorliegenden Schliffen chloritisierte Augite.

Das Gefüge der Kügelchen führenden Proben des in Rede stehenden Kersantits ist, mikroskopisch gedacht, ziemlich grob. Olivinpseudmorphosen, scharfe Durchschnitte eines lichten, graurötlichen Augits, brauner Glimmer, Plagioklas, Apatit, Eisenkies und einstiger, jetzt zu weißlichen Leukoxen umgewandelter Magnetit als Erz setzen außer den ausgesprochenen Verwitterungserzeugnissen das Gestein hauptsächlich zusammen. Zu letzteren

rechnet auch Magnetit, der sich bei der Serpentinisirung von Olivin gebildet hat. Er ist nicht in Leukoxen verwandelt, weil er kein Ti enthält. Der Eisenkies sitzt gern als rauher lückiger Rahmen um Olivinpseudomorphosen und ist dann wohl auch

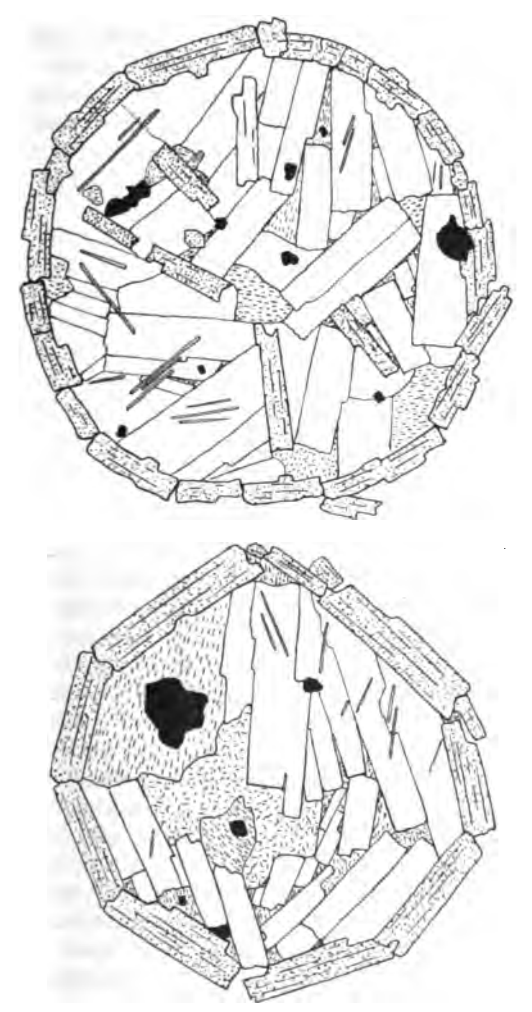


Fig. 14 u. 15. Kügelchen in Perl-Kersantit.

sekundär gebildet. Die Augite zeigen ∞ P (110); beide vertikale Pinakoide, an den Enden P ($\bar{1}11$); die größeren häufen sich gern knäuelartig; die Dimensionen des Minerals geben, sich in

vielen Individuen allmählich abstufend, in kleine Verhältnisse hinunter. Der Biotit erscheint in zahlreichen, großen und kleinen leistenförmigen Durchschnitten mit sehr kräftigem Pleochroismus zwischen rotbraun und lichtbräunlich gelb; auf basischen Schnitten zeigt er sich aus Subindividuen und daher mit lappigem Rande aufgebaut, wie das ja vielfach bei Minetten und Kersantiten zu sehen ist. Der Feldspat bildet für die farbigen Gemengteile einen lichten und im gewöhnlichen Lichte gleichmäßigen Untergrund, der sich aber bei Verschärfung des Gesichtssinnes durch Anwendung polarisierten Lichtes in lappige Leisten und Leistenbündel auflöst, in denen man öfters vielfache Zwillingslamellierung erkennt.

Von besonderem Interesse sind die oben erwähnten Kügelchen des Gesteins. U. d. M. (vergl. auch Taf. IX) sieht man, daß nur die Haut der Gebilde aus Biotit besteht. Die kleinen Blättchen legen sich tangential dem Gesteinstropfen an, sodaß eine eigenartig eckige Gestalt, öfter gradezu an Leucitdurchschnitte erinnernd, zuwege kommt. Zuweilen sind Biotitblättchen nicht starr und grade als tangentiale Plättchen zur Kugel gestellt, sondern in leichtem Bogen oder mit mehreren stumpfen Knickungen angeschmiegt, wie man auch an ihrer wellig verlaufenden Auslöschung erkennt. Es deutet das auf eine nicht unbeträchtliche mechanische Kraft hin, die auf die doch ursprünglich wohl eben tafelig kristallisierten Blättchen ausgeübt wurde, und unter deren Einfluß sie sich dem Sphäroid anschmiegten. Das Innere der Kugeln besteht aus dem Feldspat, der auch sonst den Gesteinsuntergrund ausmacht und zwar in roh bündelig strahliger Gruppierung, die zuweilen einigermaßen an die exzentrisch strahlige Chondrenstruktur erinnert, indeß kommt in den vorliegenden Bildungen nie bloß ein randlicher Strahlungspunkt vor. Ohne regelmäßige Lagerung finden sich gewöhnlich einige Glimmerleisten in dem von Glimmer eingerahmten rundlichen Felde, dazu auch gelegentlich Apatit, leukoxenisierter Magnetit, Eisenkies, wohl eingewanderter Serpentin und Karbonspat. Olivin oder Augit wurden in den Durchschnitten der Sphäroide von mir nicht beobachtet.

Man kann die in Rede stehenden Gebilde meiner Meinung nach füglich nicht anders denn als Konkretionen im erstarrenden Magma auffassen, ganz entsprechend den Perlen des Perlits. Das Bestreben der Flüssigkeiten, sich wenn möglich zu Kugeln zusammenzuballen, hat sich auch hier geltend gemacht. Einige Glimmertäfelchen wurden in die Kugeln mit aufgenommen, andere folgten den Adhäsionskräften, stellten sich tangential zu den jedenfalls noch zähweichen Magmentropfen und wurden zuweilen durch die Adhäsionskräfte der Kugelsubstanz so stark gehalten,

daß sie sich der Rundung anpaßten.

Von den Ganggesteinen der Insel Schui ling schan sei hier noch eins erwähnt, das den Steilrand der Küste südöstlich vom Dorfe Hsin tschuang als 35 cm mächtiger Gang durchquert und auf ein paar Meter in zwei Gangstücken sichtbar ist. Es ist in grobe, die ganze Gangmächtigkeit fassende Kugeln gegliedert, von grünlich grauer, z. T. auch bräunlicher Farbe, zeigt in ungleicher Verteilung an verschiedenen Stellen kleine Einsprenglinge braunschwarzen Glimmers, auch von Plagioklas. Es tritt also etwas aus dem Kersantitrahmen heraus und nähert sich den Glimmerporphyriten. Die Grundmasse ist zwar makroskopisch unauflösbar, jedoch etwas rauh und glitzernd in der Sonne. U. d. M. erweist sich der Plagioklas nach den Auslöschungsschiefen als labradorisch und die Grundmasse wesentlich als ein feines Gewirre von Feldspatleisten und zahllosen Fetzen von sekundärem Kalkspat.

Bei Tsingtau habe ich an verschiedenen Stellen, so bei Ebbe auf dem entblößten Strande vor dem Kaiser Wilhelm Ufer, in dem Steinbruch beim Friedhof am Bismarckberge, im Steinbruch bei Hsiau pau tau u. a. O. Ganggesteine geschlagen, deren Erhaltungszustand für petrographische Entscheidungen wenig verlockend ist. Ihr Feldspat ist weitgehend in ein glimmeriges Mineral verwandelt, und Kalkspat durchsetzt das ganze Gewebe. Ob Minetten oder Kersantite vorliegen, muß ich, bis bessere Proben zur Verfügung stehen, in der Schwebe lassen, auch mögen diabasische Gesteine unterlaufen. Bemerkenswert ist der Gehalt an großen, zu Serpentin, Karbonspat (gelegentlich auch mit Quarzkörnern) umgewandelten Olivinen, unter denen auch ein Zwilling nach P $\breve{\infty}$ (011) beobachtet wurde, bei einem Vorkommen am Kaiser Wilhelm Ufer.

Die Grundmasse der in Rede stehenden Gesteine war, wie sich aus den Verwitterungserscheinungen noch deutlich erkennen läßt, aus im Schnitt eckig leistenförmigen Feldspaten aufgebaut, die nicht selten eine typische intersertale Verschränkung aufweisen und so an gewisse Diabasstrukturen erinnern. Die Zwickel sind mit Chlorit erfüllt, der, wie durch Übergänge zu erweisen ist, jedenfalls z. T. aus braunem Glimmer entstanden ist, der dann auch, kristallographisch mehr selbständig ausgebildet, in langer Leistenform in den Schliffen erscheint. Das Erz kommt in der Magnetitgestalt vor, gelegentlich auch mit Annäherung an die Balkenstruktur, die Titaneisenerz gern zeigt.

Zu vermerken ist noch, daß in einigen der in Betracht kommenden Gesteine, wie das ja bei Minetten und Kersantiten nicht selten ist, rundlich eckige graue Quarze einsprenglingsartig

erscheinen (Steinbruch am Bismarckberge). U. d. M. zeigt sich die Grenze solcher Quarze ausgezackt als seien sie bei der Kristallisation der Gemengteile der Grundmasse weiter gewachsen. Damit im Einklang steht das Vorkommen von vielen Quarzzwickeln zwischen den Feldspaten der Grundmasse, welch letztere dann gelegentlich scharf eckig in die von Quarz erfüllten Räume hineinragen.

Schließlich sei an dieser Stelle noch ein Vorkommen am Iltisberg oberhalb der Oberförsterei besonders erwähnt, das sich beim damaligen Zustande des Aufschlusses durch Frische auszeichnete. Es ist ein 35 cm mächtiger in Granit aufsetzender Gang von graugrüner Farbe. Nicht gerade reichliche, kleine Einsprenglinge bestehen aus Plagioklas mit ziemlich großer Schiefe der Auslöschung, ferner aus u. d. M. sehr hellgrünen Butzen schwach doppelbrechender Hornblende, die meist Titanit, auch Erz beherbergt. Die Grundmasse baut sich auf aus sehr zahlreichem, lappig leistenförmigen Feldspat, bei dem man oft Zwillingslamellierung, auch Zonenstruktur erkennt, ferner aus sehr vielen kleinen an den Enden zerfaserten, im Querschnitt durch ∞P (110) und auch $\infty P \breve{\infty}$ (010) begrenzten Hornblenden von licht bräunlicher Farbe, Erz und Apatit. Diese Hornblende zeigt auf Längsschnitten deutliche Schiefe der Auslöschung, wobei die der Längsrichtung sich anlegende Richtung = $\mathfrak{c}$ ist. $\mathfrak{a}$ = gelblich, $\mathfrak{b}$ = bräunlich, $\mathfrak{c}$ = gelblich braun. Randlich geht sie oft in grünliche Hornblende über. In Butzen und Zwickeln erscheint etwas Quarz. Der Gestein erinnert an Malchite.

Andere Ganggesteine deuten in dem Verwitterungsbilde meiner Schliffe auf Augitporphyrit hin; so zeigt ein Gang im Steinbruche am Bismarckberge in grüner, dichter Grundmasse zahlreiche chloritisierte kleine Einsprenglinge von früherem Augit in guter Formbegrenzung, gelegentlich ein fremdes Quarzdihexaeder, u. d. M. in der von Kalkspat stark durchsetzen Grundmasse ein Verwitterungsgewebe von wirr liegenden Leisten ehemaligen Feldspats, Erzstaub und Chlorit.

Porphyritische Eruptivbreccien.

Auf der Insel Schui ling schan lagert als Oberstes über einer Wechselfolge von Schiefern, mergeligen Sandsteinen, Grauwacken, Konglomeraten, Breccien, einem Aplitlagergang und Porphyren eine gewaltige, stellenweise noch 150 und mehr Meter starke Decke einer groben Eruptivbreccie in geneigter und zwar nach Osten oder Nordosten fallender Lagerung, sie taucht also am Ostrand der Insel ins Meer. Dementsprechend findet man den

steilen Abbruch, den widerstandsfähige, mächtige Schichten an ihrem Ausstrich zeigen, an der Westseite von Schui ling schan (Fig. 12). Die Abbruchkante, durch deren Erosion das schöne Gipfelprofil der Insel zustande gekommen ist, hat ihre höchste Lage mit etwa 500 m nur doppelt so viel, also 1000 m, von der Westküste entfernt, nahe dem Südende des nordsüdlich gestreckten Eilandes und neigt sich dann zur Nordspitze der Insel verlaufend bis zum Meere hinunter. Die mächtige Gesteinsplatte, die so im wesentlichen den Ostabhang von Schui ling schan bildet, ist aber nicht mehr einheitlich. An mehreren Stellen hat die Erosion sie zerschnitten, sodaß die liegenden Sedimente, Sandsteine, Grauwacken, grobe Konglomerate und Breccien, zu Tage stehen. Die Paßwege, die ost-westlich von der einen zur anderen Seite der Insel führen, benutzen natürlich diese Erosionsdellen, so die Einsattlung, die im südlichen Teil der Insel zwischen den beiden Kuppen (482 und 507 m) sich findet und bis zur 400 m-Höhenlinie eingeschnitten ist, sowie die im nördlichen Inselteil, wo eine Delle zwischen Höhen von hier nur noch 280 m und 150 m sich einsenkt. Weiter ist zu vermerken, daß nicht nur die Erosion, sondern auch Verwerfungen die Porphyritdecke zerteilt und in sich verschoben haben, wie es z. B. an der S.O.-Küste nahe der Südspitze der Insel zu sehen ist.

Die Porphyritgesteine haben im allgemeinen dunkle Farben, ein diabasisches Grün herrscht vor, anderorts machen sich auch rötliche Farbentöne geltend. Die Brecciennatur erscheint besonders bei der Verwitterung deutlich ausgeprägt, es fallen dann die eckigen Bruchstücke aus dem Gestein heraus, das dadurch ein sehr rauhes, groblöcheriges Aussehen gewinnt. Die Größe der Bruchstücke wechselt von kleinen Verhältnissen an bis faust- und kopfgroßen Trümmern.

Nach meinen Probestücken ist das Gestein, das in der Breccie als Bindemittel dient, ein Plagioklas-Augit-Porphyrit, und in dieselbe Gesteinsfamilie oder zu nahe verwandten Gesteinsgruppen gehören auch die eingewickelten Eruptiv-Bruchstücke. Dabei kommt es aber doch zu vielen Mannigfaltigkeiten je nach Größe und Art der umschlossenen Massen und nach dem Grade und der Art der Verwitterung.

Reichlich vertreten sind Plagioklas-Augitporphyrite, die in grünlicher, grauer, auch rötlich-grauer Grundmasse sehr reichlich durch Epidotisierung grünlich weiße kleine Plagioklase und grünlich schwarze Augite, letztere in Tupfen und Kristallen, führen. Eine Abart dieser Gesteine zeigt reichlich runde Blasenräume von kleinen bis Erbsendimensionen, zuweilen auch mit gestreckter Form. Die Ausfüllung der Hohlräume ist durch einen makro-

skopisch grünlich schwarzen Chlorit, gelegentlich durch weißen Quarz und grünen Epidot geschehen. Zuweilen treten die Augiteinsprenglinge stark zurück, ja gelegentlich wurden als Plagioklasporphyrite zu bezeichnende Gesteine gefunden, andererseits gibt es auch Augitporphyrite als anderes Extrem.

Zuweilen macht sich eine sehr weitgehende Epidotisierung geltend. Es liegen dann olivgrüne Gesteine vor, in denen die früheren Augiteinsprenglinge meist rostfarben und porös geworden sind.

Unter dem Mikroskop machen die Gesteine bei ihrem Reichtum an Plagioklas im allgemeinen einen andesitischen Eindruck. Die Feldspate als Einsprenglinge erscheinen in breit leistenförmigen Durchschnitten, oft gehen sie durch vermittelnde Größen in die der Grundmasse über. Die Augite sind zuweilen gut kristallographisch mit den üblichen Formen begrenzt, oft aber auch in Trümmern vorhanden. Ihre Farbe ist hell. Zwillingsbildungen nach $\infty P \bar{\infty}$ (100) fehlen nicht. In der Grundmasse spielt der Feldspat die Hauptrolle; er zeigt gelegentlich eine fluidale Anordnung, zumeist aber hat er wirre, an Intersertalstruktur anklingende Lagerung. Zwischen den Feldspäten findet man hellen Grundmassenaugit in Säulchen und Körnchen, oft aber, und vielleicht an seiner Stelle oder anstatt von Glas, Chlorit, auch Quarzmosaik, Kalkspat, Epidot u. a. Erz und Apatit sind in wechselnden Mengen da.

Anhang: Porphyrite von Fangtse, Schantung.

Beim Besuch des Steinkohlenvorkommens von Fangtse, das außerhalb des deutschen Schutzgebietes 170 km von Tsingtau liegt, konnte ich auf der Halde unter den beim Schachtbau zutage geförderten Gesteinen Porphyrite sammeln. Es handelt sich um lichtrötliche und um graugrüne Gesteine mit zahlreichen kleinen Einsprenglingen von weißlichem Feldspat und von Säulen, Blättchen, auch unregelmäßigen Körnchen von Rostfarbe bei dem rötlichen, von grünlich schwarzer Farbe bei dem grünen Material. Der Feldspat ist gelegentlich in kleinen rundlichen, hellen Schlieren angereichert.

Die dunklen Gemengteile erweisen sich u. d. M. als vererzte Hornblenden, Augite und Biotite. Infolge der Umwandlung ist es nicht möglich, jeden Durchschnitt einem bestimmten dieser drei Mineralien zuzuschreiben. Reste frischen Materials fand ich nur noch beim Biotit. Die Hornblende ist öfter an den Querschnitten der Säulen erkennbar, besonders scharf aber der Augit, bei dem die Pinakoide gegenüber dem Prisma stark vorwalten, wie man es bei Orthaugiten beobachtet. Es liegen also Hornblende-Biotit-Orthaugitporphyrite vor. Die erzdurch-

stäubte Grundmasse ist höchst fein faserig oder auch mosaikartig körnig aufgebaut. Gelegentlich erkennt man etwas gröbere Feldspatleisten. Quarz in Ansammlungen und Kalkspat sind sekundär. Erwähnenswert sind noch ziemlich große Durchschnitte rötlich bestäubten pleochroitischen Apatits.

Feldspatbasalt.

Bereits v. RICHTHOFEN hat auf das Vorkommen von Basalten in Schantung hingewiesen. Es handelte sich dabei um Vorkommnisse mehr im nördlichen Teile des Landes. Interessanterweise findet sich nun auch im Süden, und zwar in der Niederlassung Tsingtau selber, dicht hinter dem Lazarett, ein und zwar ganz vereinzeltes, kleines Vorkommen, auf das mich Herr Dr. BEHME, kaiserlicher Richter in Tsingtau, aufmerksam machte. Der Basalt, dessen Lagerungsverhältnisse, ob Gang oder Kuppe, bei den damaligem Aufschlußverhältnissen nicht deutlich erkennbar waren, zeigt bis meterstarke, schräge Säulen, hat dunkelgrauschwarze Farbe mit den für Basalt charakteristischen graugelben dünnen Verwitterungszonen auf dem frischeren Material, gelegentlich eckigknotiges Gefüge, wobei dann die bekannten weißgrauen „Sonnenbrennertupfen" zugleich im Gestein erscheinen. Makroskopisch zeigen meine Probestücke gelegentlich einige gelbe Olivinkörner als Einsprenglinge. Es handelt sich um Feldspatbasalt. Im Schliff findet man, die Augite sehr weit an Zahl überwiegend, Olivin als Einsprengling, wobei zu vermerken ist, daß er im allgemeinen schlecht kristallographisch entwickelt ist; damit hängt denn wohl das häufige Vorkommen auch kleiner Körner dieses Minerals zusammen, insofern es sich vielleicht um eine protoklastische Zergrusung größerer Olivine handelt. Der Einsprenglingsaugit ist licht. Die Grundmasse zeigt sehr reichlich kleine Plagioklasleisten, die sich gern zur Flußstruktur zusammenfinden und zahlreiche Säulchen und Körnchen von Augit sowie Erz zwischen sich lassen. Dazu kommt noch Apatit in Nadeln.

Bei einem Besuch der Stadt Weihsien in Schantung, die nunmehr mit der Eisenbahn von Tsingtau in 7 Stunden leicht zu erreichen ist, sammelte ich gleichfalls Feldspatbasalt, der in der Nähe gebrochen war und als gutes Straßenbaumaterial verwandt wird. Aus dieser Gegend hat bereits SCHWERDT[1]), der durch v. RICHTHOFEN gesammelte Gesteinsproben untersuchte, Feldspatbasalt beschrieben. Seine Stücke enthielten braunes Glas, die meinigen stellen, wie der Tsingtau-Basalt, ein holokristallin durch Olivin porphyrisches Material vor.

[1]) Untersuchungen über Gesteine der chinesischen Provinzen Schantung und Liautung. Diese Zeitschr. 1886. S. 198.

Schließlich erwähne ich hier noch ein Gestein, das ich beim Befahren der Fangtse-Steinkohlenmine sammelte, und welches aus der Kohle selbst stammt. Das 3—4 m mächtige Steinkohlenflöz ist von einem Eruptivgestein durchtrümert und stellenweise von ihm verkokt. Dieser für den Betrieb natürlich sehr unwillkommene Eruptivgast stellt sich als ein grauweißes, vertontes Gestein dar; es wird in Fangtse als Porphyrit bezeichnet. Meine Gesteinsprobe erinnert im Schliff ganz an die in der Nachbarschaft von Fangtse vorkommenden, von mir gesammelten und oben erwähnten Feldspatbasalte von Weihsien. Trotz der starken Verwitterung des Materials, die sich mikroskopisch vornehmlich in Karbonatbildung geltend macht, erkennt man noch deutlich die porphyrischen einstigen Olivine, die Grundmassenfeldspate und die Struktur des Gesteins. Die vorliegende Probe ist also wohl zum Feldspatbasalt zu stellen.

Metamorphosen durch Basalt.

Im Feldspatbasalt von Tsingtau fand ich verschiedentlich Einschlüsse eines gleichmäßig grauweißen oder auch auf hellem Grunde durch schwarze Flammen oder Flecke gemusterten Gesteins, das an die gefritteten Sandsteine mancher europäischer Basaltvorkommnisse erinnert. Ein Dünnschliff dieses Materials deutet auf einen der oben erwähnten streifigen Porphyre als Ursprungsmaterial hin. Man erkennt nämlich als verbreiteten Untergrund ein klares Glas und hineingebettet helle Orthoklase, zuweilen mit eigenartig körneligem Gefüge, Quarze in Körnerstreifen und in zahlreichen kleinen eckigen Fetzen, einzelne Zirkonkörner, etwas Erz, sowie als Neubildungen gelegentlich um Orthoklas, aber auch für sich in Haufen und Streifen leistenförmige, an den Ecken öfter in Spitzen verlaufende Feldspatskelete, die sich zuweilen roh radial gruppieren, ferner kleine gelbliche isotrope oder randlich mosaikartig polarisierende kreisförmige Durchschnitte. Ein weiteres Beispiel kontaktmetamorphen Einflusses im Basalt liegt wahrscheinlich bei der Veränderung der Fangtse-Steinkohle vor. Sollte bei weiteren Untersuchungen sich das Eruptivgestein, das die Fangtse-Steinkohle durchtrümert und in seiner Nähe verkokt hat, allgemein als Feldspatbasalt erweisen, wie es bei der von mir leider nur in Einzahl gesammelten Probe wohl der Fall ist, so würde man ein Analogon zu hessischen Vorkommnissen haben, bei denen Basalt den natürlichen Verkohlungsvorgang beschleunigt hat. Bekanntermaßen ist dies z. B. am Meißner der Fall, wo eine Basaltdecke unterlagernde Braunkohle in Pechkohle umwandelte, ähnlich am benachbarten Hirschberg, wo es sich wie bei Fangtse um Gänge und Trümer beim Eruptivgestein handelt.

Sedimentgesteine und Steinkohle.

Sedimente fehlen, wie bereits aus der Schilderung der Kontaktmetamorphosen am Granit sich ergibt, in der Nachbarschaft von Tsingtau nicht. In ganz besonderer schöner Weise aufgeschlossen findet man sie auf der Insel Schui ling schau, und zwar an der Südseite der Insel, wo sie in sehr schroffen, gelegentlich an 100 m steil abfallenden Felswänden zu Tage treten, ferner

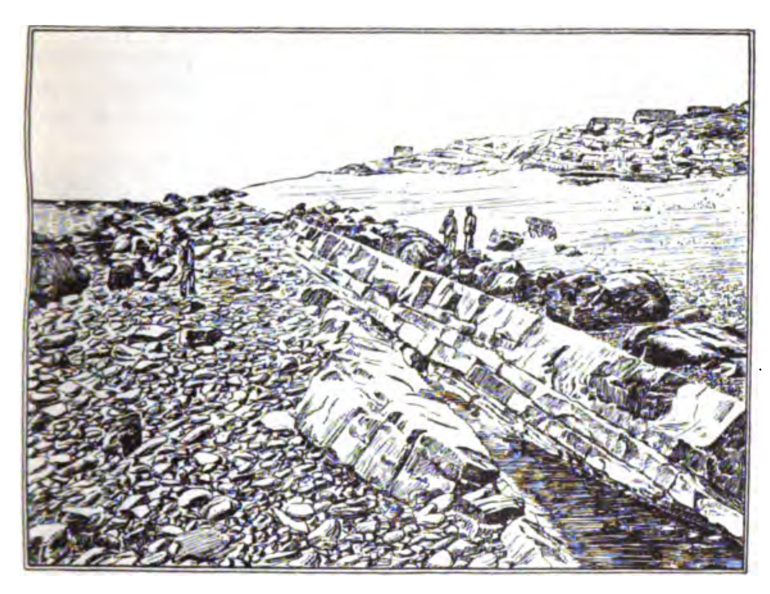


Fig. 16. Abrasionsfläche am Strande an der Westseite von Schui ling schan, bei Ebbe.

an dem ganzen etwa 5 km langen Westrande der Insel auf der Abrasionsfläche, welche das brandende Meer hier geschaffen hat, dann an dem landeinwärts diese Fläche begrenzenden Steilabsturz und weiter an der Berglehne hinauf, wo sie mit Aplit und Porphyr wechseln und unter den porphyritischen Eruptivbreccien, welche die hangendste Lage der Insel bilden, verschwinden. Wo tiefere Erosionseinschnitte diese Hülle entfernt haben, erscheinen die Sedimente natürlich wieder, so z. B. etwa in der Mitte der SO-Küste, weiter in einem mächtigen natürlichen Aufschlusse an der Ostecke, an der Westseite bei Ku lu kung und nahe dem Nordende der Insel. Bandartig von einer Inselseite zur anderen ziehen die Sedimente in den Dellen zwischen Ku lu kung und Nau tsche tsy, quer über die Insel bei Tang tschüen und weiter in der nördlichsten kleinen Einsattelung, wo die Erosion die

hangende Porphyritdecke durchnagt hat. Die Beziehung des Inselrand-Verlaufes zum Schichtenstreichen ist vielerorts auf Schui ling schan sehr deutlich, so insbesondere an der im allgemeinen nordsüdlich sich erstreckenden Westseite, z. B. auch an der Ostecke, wo die Küste, dem Streichen sich anpassend, fast rechtwinklig nach Nordwesten umbiegt und anderorts mehr. Besonders an der Westseite von Schui ling schan und in den tieferen Horizonten ist die Lagerung im allgemeinen eine ruhige, bei einem östlichen Einfallen von etwa 15—40°. Weit bedeutendere Lagerungsstörungen trifft man in den höheren Teilen der Insel, insbesondere in der Nachbarschaft der mächtigen Decke eruptiver Breccien, so in der erwähnten Delle zwischen Ku lu kung



Fig. 17. Gestauchte Schiefer zwischen gleichmäßig lagernden Sandsteinen. Insel Schui ling schan.

und Nau tsche tsy, die zwischen den beiden höchsten aus Porphyrit bestehenden Erhebungen der Insel hindurchleitet, und wo die Schichten bei steilem Einfallen stellenweise quer zur nordsüdlichen Inselerstreckung verlaufen; ähnlich ist es auch in der Senke bei Tang tschüen. Man hat es anscheinend mit Aufwölbungen zu tun, die durch die Nähe der mächtigen festen Eruptivmassen stark beeinflußt sind, welch letztere weniger nachgaben als die Sedimente. Deutliche Sattelwölbungen mit Aufbruch in der Sattellinie beobachtet man nahe dem Nordende der Insel.

Daß sich auch innerhalb der Sedimentfolge die einzelnen Schichten je nach ihrer petrographischen Beschaffenheit dem Faltungsdruck sehr verschieden anpaßten, kann man vielerorts in sehr hübschen Aufschlüssen beobachten. So stellt z. B. Abbildung 17 eine Stelle an der Westseite der Insel bei Hsin tschuang dar, wo milde Schiefer zwischen härteren Sandsteinen in weitgehender Weise zusammengeschoben wurden, während letztere wenig durch Spezialfaltung beeinflußt sind. Die spätere Kartierung der mit Aufschlüssen so reich ausgestatteten Insel wird gewiß ein interessantes Beispiel der tektonischen Geologie liefern, wobei dann auch der Einfluß von Verwerfungen zur Geltung kommen wird, welche Schui ling schan, so z. B. an der SO-Seite nahe der Südecke, durchsetzen.

Bezüglich der petrographischen Natur der Sedimente sei hier kurz vermerkt, daß es sich, dem Grade der Materialzertrümmerung nach geordnet, um grobe Breccien, Konglomerate, Grauwacken, Sandsteine und Tonschiefer, weiterhin um sandige Mergel und um anthracitische Kohle handelt.

Breccien und Konglomerate mit grauwackenartigem Bindemittel und bis fußgroßen Bruchstücken von hellem Granit, Gneis, Hornblende-Gneis, Amphibolit, weißen Quarzen u. a. fand ich besonders nahe den hangenden Porphyritbreccien. Grauwacken, Sandsteine, Tonschiefer wechseln mit einander. Bituminöse, schwarze mergelige Sandsteine mit Tonschiefern fand ich besonders in den tiefst sichtbaren Lagen an der Süd- bezw. Südostseite der Insel. Hier kommen südöstlich vom Dorfe Hsin tschuang in mergeligen Sandsteinen und dunklen Tonschiefern in großer Zahl wenig mächtige, nämlich nur bis etwa 3 cm dicke, jeweils nur auf kurze Strecken von einigen bis etwa 25—30 cm, in ihrer Gesamtheit auch nur wenige m anhaltende, gelegentlich stark gefaltete Schmitzen anthracitischer Kohle vor. Sie hat sehr hohen Glanz, ist hart und spröde. Spaltet man das Gestein, so erkennt man auf der Schmitzenfläche oft pflanzliche Struktur. Zuweilen kann man wohl auf Coniferencharakter bei den platt gedrückten Stengeln schließen. Deutliche Versteinerungen wurden bislang in den in Betracht kommenden Schichtenfolgen nicht aufgefunden. Es ist wahrscheinlich, daß die Vorkommnisse auf Schui ling schan mit den kohlenführenden Schichten auf dem Schantung-Festlande in Beziehung stehen, welch letztere dem Karbon zugeschrieben werden. Die an sich technisch wertlosen Anthracit-Funde auf Schui ling schan würden dadurch insofern Bedeutung erlangen, als dann die Möglichkeit vorläge, daß durch Bohrungen auch auf der genannten Insel brauchbare, bituminöse Kohlen nachgewiesen werden könnten, wie sie z. B. bei Fangtse

vorkommen. In der Hinsicht ist von Interesse, daß die petrographische Untersuchung der bei Fangtse von mir gesammelten Eruptivgesteine, wie oben erwähnt, ihre Hornblende-Biotit-Augit-Porphyritnatur, also die Verwandtschaft mit den Augitporphyriten auf Schui ling schan nachwies, daß ferner bei Fangtse die hier tuffigen Eruptivmassen mit Sandsteinen und Schiefern wechsellagern, was an den Aufbau von Schui ling schan erinnert, und schließlich, daß, wie mir Direktor STEINHOFF zeigte, anthracitische Schmitzen ähnlich denen von Schui ling schan in oberen Teufen bei Bohrkernen von Fangtse vorkamen.

So erscheint es wohl wahrscheinlich, daß die Gesteinsfolgen auf Schui ling schan denen bei Fangtse entsprechen. Da man nun bei Fangtse in der Tiefe bedeutende Kohlenflöze, insbesondere beim Schachtbau bei 175 m ein 3—4 m mächtiges Flöz bituminöser Steinkohle angetroffen hat, so ist es nicht ausgeschlossen, daß auch auf Schui ling schan in tieferen Schichtenfolgen Vorkommnisse bituminöser Steinkohle lagern. Der Nachweis kann nur durch Bohrungen erbracht werden.

Für die Entwicklung der wirtschaftlichen Verhältnisse im Schutzgebiet würde es ein außerordentlich wesentliches Moment sein, wenn die Hoffnungen, die man bezüglich des Vorkommens von Steinkohlen auf Schui ling schan haben kann, sich erfüllten und wenn ferner ein Abbau solcher unterirdischer Schätze sich ermöglichen ließe, zumal die Natur das festländische Schutzgebiet ersichtlich in technisch-geologischem Sinne kärglich bedacht bezw. ihm durch die Erosion der einst die Eruptivgesteine überlagernden Sedimente ihre Gaben wieder entzogen hat. Allerdings war es für die Errichtung der gewaltigen Hafenbauten, bei der Anlage von Straßen und bei der Errichtung von Gebäuden von wesentlicher Bedeutung, daß der felsige Untergrund vortreffliches Baumaterial für diese Zwecke in unerschöpflicher Fülle birgt; Erze, Kohlen und neptunische Sedimente fehlen aber, soweit die Verhältnisse bekannt sind, im festländischen Schutzgebiet. Bezüglich des praktisch geologisch besonders wichtigen Materials der Kohlen ist man auf Einfuhr über See und auf den sich jetzt entwickelnden Bergbau bei Fangtse, später auch bei Poschan in chinesisch Schantung, angewiesen.

Fangtse liegt ein paar Kilometer von der Eisenbahnstation Tschang lo yen, 170 km von Tsingtau, entfernt. F. v. RICHTHOFEN hat bereits 1869 das Vorkommen studiert und darauf aufmerksam gemacht. Ich besuchte das Werk unter freundlicher Führung des Direktors STEINHOFF. Durch Bohrungen hat man drei Steinkohlenflöze nachgewiesen.[1] Sie fallen flach nördlich ein.

[1]) Vergl. Denkschrift über das Kiautschou-Schutzgebiet. 1904.

Beim Schachtbau durchsank man bei 136 m ein etwa 4 m mächtiges Flöz und bei 175 m eine zweite 3—4 m starke Steinkohlenablagerung. Letztere wurde zunächst verfolgt. Im Streichen hat man über 300 m nach Osten und über 230 m nach Westen durch Strecken aufgeschlossen und das Flöz im allgemeinen gleichmäßig mächtig und in guter Qualität angetroffen. Es ist letzteres aber nicht mehr in den höheren Partien dieser Ablagerung der Fall. Dort hat nämlich die Durchtrümerung der Kohle durch ein Eruptivgestein[1]) besonders reichlich stattgefunden, demzufolge natürliche Verkokung eingetreten ist und die Kohle viel Steine enthält. Im Fallen haben sich die Aufschlüsse im allgemeinen günstiger erwiesen.

Das hangende Flöz hat man von einem Querschlag der Hauptsohle aus durch ein 40 m hohes Überhauen erreicht. Es erwies sich leider durch das Eruptivgestein sehr verunreinigt. So ist man dann zur weiteren Vorrichtung des Hauptflözes zurückgekehrt, wird den Schacht um 50—60 m weiter abteufen und das Flöz durch Querschlag in entsprechender Teufe wiederum fassen.

Zwei Flöze von je ca. 3 m Mächtigkeit hat man auch bei einer Bohrung ca. 1300 m nördlich vom Schacht in einer dem Einfallen entsprechenden größeren Teufe bei 333 m und 366 m festgestellt. Es ist geplant, hier einen zweiten Förderschacht abzusenken.

Das von v. Richthofen gleichfalls 1869 besuchte und von ihm beschriebene Steinkohlenvorkommen von Poschan ist in neuerer Zeit durch Tiefbohrungen weiter erschlossen.[2]) Auch hier haben sich Schwierigkeiten eingestellt. Im Norden des Poschanfeldes niedergebrachte Bohrlöcher sind z. T. nicht fündig geworden, z. T. haben sie anthracitische, für Flammfeuerung also nicht geeignete Kohle angetroffen. Im mittleren Felde hingegen wurde gasreiche Steinkohle nachgewiesen, die, soweit die Bohrkerne ein Urteil erlauben, von guter Beschaffenheit ist. Hier ist eine Schachtanlage vorgesehen. In benachbarten Bohrlöchern sind neuerdings zwei Flöze von 1,5 und 1,7 m Mächtigkeit nachgewiesen.

---

[1]) s. oben Basalt, S. 162.

[2]) Vergl. Glück auf. Berg- und Hüttenm. Zeitschr. 1904 S. 379.

4. Studien über tertiäre und quartäre Korallen und Riffkalke aus Ägypten und der Sinaihalbinsel.

Von Herrn J. Felix in Leipzig.

Hierzu Taf. X u. 6 Textfig.

Im Jahre 1903 wurden mir von Herrn Lyons, Act. Director Gen. Survey Department of Egypt, eine größere Suite von tertiären und quartären Korallen und Riffkalken aus der mittelägyptischen Wüste östlich Kairo, von den westlichen Küstengebieten des Roten Meeres und von der Sinaihalbinsel zur Untersuchung zugesandt. Zu diesem Material kam noch eine weitere Kollektion von fossilen Korallen, jetzt im Kgl. Museum für Naturkunde zu Berlin befindlich, welche einst von Schweinfurth gesammelt wurden und die ich bereits gelegentlich meiner letzten Arbeit[1]) über die Miocänkorallen Ägyptens anhangsweise erwähnt hatte. Auch was mir sonst an hiehergehörigen Material in Form einzelner Stücke in verschiedenen Sammlungen zu Gesicht gekommen ist, sowie die zerstreuten Notizen in einschlägiger Literatur habe ich den folgenden Erörterungen eingefügt und namentlich bezüglich der postmiocänen Riffe versucht, von ihrer Fauna — soweit sie aus Korallen besteht — ein Bild zu entwerfen, wie es dem heutigen Stande unserer Kenntnis derselben entspricht. Es ist mir daher ein Bedürfnis, meinen herzlichsten Dank für die Zusendung des interessanten Materiales Herrn Gen.-Direktor Lyons in Kairo und Herrn Geheimrat Branco auch hier zum öffentlichen Ausdruck zu bringen!

Der Erhaltungszustand des Materiales ist leider kein günstiger. Wie später noch ausführlicher dargelegt werden soll, hat bei den Korallenskeleten ohne Ausnahme eine Umkristallisierung stattgefunden, sodaß die Struktur nicht als Hilfsmittel bei der Bestimmung benutzt werden konnte. Andererseits haben auch die Oberflächen durch Verwitterung und namentlich durch die glättende und ausschleifende Wirkung des Flugsandes sehr gelitten. Manche Arten lagen überdies nur in Exemplaren vor,

[1]) Korallen aus ägyptischen Miocänbildungen. Diese Zeitschr. 1903. 55. S. 1 f. I.

täre Kon
d der S

ig.

ss. Act. I.
e Suite
aus der
stlichen S
insel zur
ch eine
seum für
WEISTUS
meiner
weise e
terial in
u Gesi
einsch
eingefa
ht, von
Bild z
nis der
herzl
iales E
rat Bar

leider
verde
tallis
el be
aben
durc
sch
ren

Z

Erklärung der Tafel X.

Fig. 1. *Cyphastraea intermedia* n. sp.
Pleistocän. — Westküste des Golfes von Sues. — Coll. des Verf.

Fig. 1a. desgl. Ein Teil der Oberfläche schwach vergrößert.

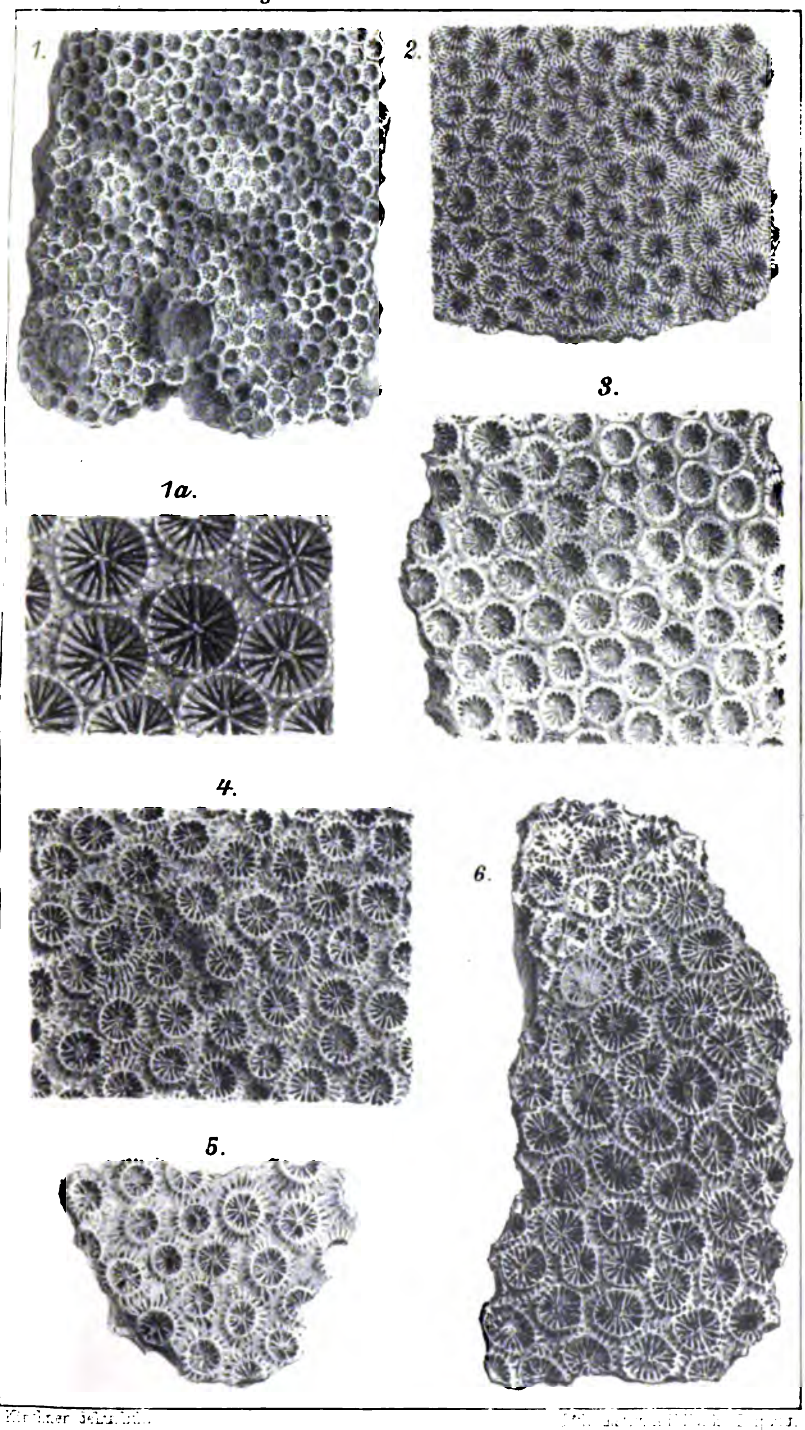
Fig. 2. *Orbicella Humphreysi* n. sp.
Miocän. Mitteläg yptische Wüste ö. Cairo. — Coll. Geol. Survey of Egypt No. 6996.

Fig. 3. *Solenastraea anomala* n. sp.
Miocän. Mittelägyptische Wüste ö. Cairo. — Coll. Geol. Survey of Egypt No. 6664.

Fig. 4. *Orbicella Lyonsi* n. sp.
Pleistocän. Wadi Gharib. — K. Museum f. Naturk. in Berlin. (leg. SCHWEINFURTH).

Fig. 5. desgl. — Pleistocän. — Westküste des Golfes von Sues. Coll. des Verf.

Fig. 6. *Favia minor* n. f.
Pleistocän. — Wedge Hill ö. Gebel Dara. — K. Museum f. Naturkunde in Berlin. (leg. SCHWEINFURTH).


1.
2.
3.
1a.
4.
5.
6.



welche allseitig von Bruchflächen begrenzt waren, sodaß überhaupt von einer wirklichen „Oberfläche" nicht die Rede sein konnte. Durch all diese Umstände erklärt es sich, warum häufiger als sonst von der Beifügung eines Speziesnamens entweder ganz abgesehen wurde, oder doch nur eine solche mit cf. stattfand. Schon O. FRAAS [1]) macht auf diese Verhältnisse aufmerksam, wenn er schreibt: „Namentlich ist es mit den größten Schwierigkeiten der Untersuchung verknüpft, die Korallenstücke (nämlich aus den fossilen Riffen) noch bestimmen zu wollen".

Für die Reihenfolge der Behandlung des Materiales halte ich es am zweckmäßigsten, in erster Linie das geologische Alter, in zweiter die Herkunft (Ägypten-Sinaihalbinsel) zu Grunde zu legen. Nach ersterem Gesichtspunkte lassen sich die vorliegenden Stücke in drei Gruppen teilen: 1. eocäne, 2. miocäne, 3. pleistocäne. Was die eocänen Stücke anlangt, so gehörten die in ihnen vorliegenden Korallen sämtlich Arten an, die ich in einer früheren Arbeit beschrieben habe.[2]) Ich habe den damaligen Angaben nichts hinzuzufügen und wende mich daher gleich zu dem miocänem Material.

I. Miocäne Korallen.

Auch von den zu dieser Gruppe gehörenden Arten sind die meisten in der Zusammenstellung enthalten, welche ich kürzlich [3]) von der miocänen Korallenfauna Ägyptens gegeben habe. Daneben finden sich indeß einige Stücke, welche als Vertreter neuer, oder wenigstens in Ägypten noch unbekannter Arten zu betrachten sind und deren Besprechung ich zunächst folgen lasse.

A. Exemplare aus Ägypten.

Orbicella ambigua SISM. sp.

1871. *Heliastraea ambigua* SISMONDA, Matér. p. serv. à la Paléont. du Piémont S. 48, Taf. X, Fig. 9, 10.

Ein mir vorliegendes Fragment einer größeren Kolonie stellt eine dicke Platte dar, welche mit Ausnahme der Oberfläche vollständig von Bruchflächen begrenzt erscheint. Die Kelche stehen ziemlich gedrängt und sind von rundlichem, ovalem oder leicht verzogenem Umriß. Ihr Durchmesser beträgt, wenn sie ausgewachsen sind, 7—8 mm. Es sind meist vier vollständige Septalcyklen vorhanden, zu denen sich in den größten Kelchen noch einige Lamellen eines 5. Cyklus gesellen können, sodaß man

---

[1]) Geologisches aus dem Orient. Jahresh. Ver. f. Naturk. Württemberg, **23**. 1867. S. 333.

[2]) Korallen aus ägyptischen Tertiärbildungen. Diese Zeitschr. **36**. 1884. S. 415.

[3]) a. a. O.

etliche 50 Septen zählt. Andererseits ist in den kleinen, jüngeren Kelchen der 4. Cyklus oft noch nicht vollständig. SISMONDA gibt für seine *Heliastraea ambigua* die Zahl der Septen nicht direkt an. Da er jedoch von den „drei ersten Cyklen" spricht, so müssen doch mindestens 4 Cyklen vorhanden sein. Mit dieser Annahme stimmt auch die Abbildung überein. Etwa 12 Septen reichen bis an die mäßig entwickelte, spongiöse Columella, mit welcher sie sich verbinden, wobei sich ihre inneren Enden zuweilen etwas verdicken. An dem Kelchrand sind die Septen ziemlich plötzlich verdickt, sodaß ersterer etwas wulstig erscheint. Da die Oberfläche sehr schlecht erhalten ist, läßt sich das Emporragen der Kelche nirgends mehr genau bestimmen, es dürfte bis 3 mm betragen haben. Die Septocosten überschreiten den Kelchrand und stoßen in den intercalycinalen Furchen mit denen der Nachbarkelche entweder winklig zusammen oder endigen frei. Zwischen ihnen werden zahlreiche Exothecallamellen sichtbar. Diese sind ziemlich groß und spannen sich, wie man an den Längsbrüchen sieht, gern ziemlich horizontal aus, wobei auch wohl zwei benachbarte miteinander verschmelzen. An ganz vereinzelten Stellen sieht man, daß auf diesen Lamellen feine Spitzchen stehen: unvollständig entwickelte Trabekelpfeiler, wie man sie in viel größerer Entwicklung z. B. bei *Orbicella Defrancei* antrifft[1]).

Nach diesen Merkmalen trage ich kein Bedenken, das betreffende Exemplar zu *Orb. ambigua* zu stellen, welche als *Heliastraea ambigua* von SISMONDA aus dem Miocän von Sassello in Piemont[2]) beschrieben worden ist. Von *Orb. Schweinfurthi* FEL. unterscheidet sich diese Art durch größere Anzahl der Septen und stärkere Hervorragung der Kelchränder; von *Orb. Defrancei* besonders durch die viel schwächere Columella.

Das vorliegende Stück stammt aus der mittelägyptischen Wüste östlich Kairo und befindet sich in der Sammlung der Geol. Surv. of Egypt. (N. 6997).

Orbicella Schweinfurthi Gregory (FEL. sp.)

1884. *Heliastraea Schweinfurthi* FELIX, Korallen aus ägypt. Tertiärbild. Diese Zeitschr. 36. S. 449, Taf. V, Fig. 5.

1898. *Orbicella Schweinfurthi* GREGORY, A collection of egypt. foss. Madrepor. Geol. Mag. New ser. Dec. IV, 5. S. 246, Taf. IX, Fig. 3.

1903. *Orbicella Schweinfurthi* FELIX, Korallen aus ägypt. Miocänbild. Diese Zeitschr. 55. S. 9.

---

[1]) Vergl. REUSS, Die fossilen Korallen des österr.-ungar. Miocäns t. IX, f. 8b u. c.

[2]) a. a. O.

Auch diese Art ist wieder unter dem mir vorliegenden Material vertreten (Coll. Geol. Surv. Egypt. N. 6994). Wenn GREGORY[1]) bezüglich derselben angibt: „FELIXS species is an ally of *O. Defrancei* (ED. & H.), but the calices are deeper," so möchte ich dazu bemerken, daß die Hauptunterschiede zwischen den beiden genannten Arten in folgenden Punkten beruhen: Bei *O. Defrancei* ist die Zahl der Septen fast stets größer und die Columella viel mächtiger entwickelt; es reichen daher bei dieser Art 20—24 Septen, bei *O. Schweinfurthi* nur 8—12 bis an die Columella. Auch sind die bei *O. Defrancei* zahlreichen, die Etagen der Exothecaldissepimente durchsetzenden isolierten dornförmigen Trabekelpfeiler[2]) bei *O. Schweinfurthi* noch nicht nachgewiesen worden.

Orbicella Humphreysi n. sp.

Taf. X, Fig. 2.

Die Kolonien dieser Art erreichten sehr beträchtliche Dimensionen. Das eine der beiden vorliegenden Stücke ist 11 cm hoch, die ganz schwach konvexe Oberfläche 12 cm lang und 9 cm breit. Die einzelnen Polyparien sind lang röhrenförmig und stehen dicht gedrängt. Die Kelche sind von sehr regelmäßig kreisrundem Umriß und besitzen einen Durchmesser von 2,5—3 mm, ihr Rand ragt 1,5—2 mm empor. Die Entfernung ihrer Zentren beträgt 3,5—5 mm. Man zählt meist 24 Septen, also 3 vollständige Cyklen, zu denen sich noch einige Septen eines vierten stets unvollständig bleibenden Cyklus gesellen können. Die Ausbildung der Septen entspricht der Formel 6 + 6 + 12. Sind mehr als 24 Septen vorhanden, so liegen zwischen 2 größten Septen statt 3, stellenweis 5 kleinere. Die Columella ist schwach entwickelt, bei dem einen Exemplar meist durch Auslaugung verschwunden; bei dem anderen dagegen durch Inkrustation verdickt. Über den Kelchrand setzen die Septen als Rippen fort, welche in den intercalycinalen Furchen mit denen der Nachbarkelche winklig zusammenstoßen. Traversen und Exothecallamellen sind zahlreich. Letztere spannen sich ziemlich horizontal aus.

Die beiden Exemplare stammen aus der mittelägyptischen Wüste östlich Kairo und befinden sich in der Coll. Geol. Surv. of Egypt, N. 6996 (Original zu der Abbildung Taf. X Fig. 2) und N. 6712. Außerdem befinden sich ebenda 3 weitere hierher gehörige Stücke (N. 6567b), welche als dünne Krusten den

[1]) a. a. O. S. 246.

[2]) Vergl. REUSS, Die fossilen Korallen des österr.-ungar. Miocäns t. IX, f. 3b u. c.

Schalen einer Ostrea aufsitzen. Ihre nähere Betrachtung zeigt jedoch, daß die scheinbare „Oberfläche“ dieser Krusten in Wahrheit die Unterfläche der obersten dünnen Lage einer schichtweis gewachsenen Korallenkolonie darstellt, auf deren Oberfläche sich jene Ostreen angesiedelt hatten. Genau das gleiche Verhältnis zeigen zwei weitere Ostreen (N. 6567a), deren Korallenunterlage jedoch von *Orbicella microcalyx* herrührt. Die Oberfläche aller dieser Krusten entspricht vollkommen der Gattung *Hydnophoropsis* Söhles, welche ich kürzlich als Erhaltungszustände von Phyllocoenia nachgewiesen habe.[1])

Orbicella cf. *Defrancei* E. H. sp.

1848. *Explanaria thyrsoidea* Reuss, Die foss. Polyp. d. Wiener Tertiärbeckens S. 19, Taf. III, Fig. 3.
1857. *Heliastraea Defrancei* M. Edwards, Hist. nat. des Corall. 2. S. 465.
1871. *Heliastraea Defrancei* Reuss, Die foss. Korallen des österr.-ungar. Miocän, S. 43 (239), Taf. IX, Fig. 3, Taf. X, Fig. 1.

Zu dieser Art gehört vielleicht ein Exemplar einer Orbicella, welches sich von *O. Schweinfurthi* durch etwas größere Anzahl der Septen und namentlich durch eine mächtig entwickelte spongiöse Columella unterscheidet. Die Entfernung der Kelchzentren beträgt 9—13 mm. Die Mauern sind dünn, oft geradezu undeutlich. Dies würde allerdings nicht mit *O. Defrancei* stimmen. Doch hat Klunzinger bei Durchschnitten von *O. laxa* eine recht verschiedenartige Ausbildung der Mauer beobachtet, sodaß dieses, sonst zur Trennung von Gattungen und Arten mit Recht benutzte Verhältnis hier mit Vorsicht zu gebrauchen ist.[2]) Da nun ferner die Oberfläche nicht erhalten ist und auch die das Exothecalgewebe durchsetzenden Trabekeln wegen ungenügender Erhaltung nicht mehr nachgewiesen werden konnten, so bleibt die Bestimmung zweifelhaft.

Das Exemplar stammt aus der mittelägyptischen Wüste östlich Kairo und befindet sich in der Coll. Geol. Surv. Egypt (N. 6794).

---

[1]) Über die Gattung *Hydnophoropsis* Söhle. Sitz.-Ber. d. Naturforsch. Ges. zu Leipzig. Sitzung vom 1. Dez. 1903.

[2]) Klunzinger gibt bez. *O. laxa* folgendes an: „Die Mauern sind, wie der Querdurchschnitt zeigt, dünn, höchstens 1 mm dick, an anderen Stellen aber garnicht mehr von dem exo- und endothecalen Gewebe unterscheidbar.“ (Korallthiere des Rothen Meeres 3. S. 50). Hier sind also alle Übergänge von unkenntlichen bis zu 1 mm dicken Mauern vorhanden. Auch die Querflächen des vorliegenden fossilen Exemplares sind nur Durchschnitte, eine eigentliche Oberfläche ist nicht erhalten.

Solenastraea anomala n. sp.

Taf. X, Fig. 8.

Das vorliegende Exemplar ist ein plattenförmiges Fragment einer sehr großen Kolonie; es ist 140 mm lang, 110 mm breit und bis 33 mm dick. Die Polyparien sind lang röhrenförmig, stehen fast parallel nebeneinander und zeigen nur in ihrer Richtung verlängert eine leichte Konvergenz nach dem ehemaligen Ansatzpunkte der Kolonie. Die Kelche stehen dicht gedrängt und sind von sehr regelmäßig kreisrundem Umriß. Der Durchmesser ihrer Öffnungen beträgt 4—5 mm. Der Kelchrand ragt wenig, 1—1,5 mm über die gemeinsame Oberfläche vor. Es sind stets 3 vollständige Cyklen von Septen vorhanden, zu denen sich meist noch einige eines 4. Cyklus gesellen. Die Septen sind je nach ihrem Cyklus verschieden lang und stark. Über den Kelchrand setzen sie sich als Rippen fort, doch bleiben letztere kurz; die Verbindung der einzelnen Polyparien erfolgt durch Exothecallamellen. Ab und zu verdichten sich letztere zu den für Solenastraea charakteristischen, horizontalen intercalycinalen Brücken. Die Columella scheint rudimentär gewesen zu sein, denn der innerste Teil der Kelchhöhlung ist stets der Zerstörung anheimgefallen.

Von den meisten der bisher beschriebenen Solenastraea-Arten unterscheidet sich die vorliegende Form durch die Größe ihrer Kelche. Von der in dieser Beziehung übereinstimmenden, von Reuss beschriebenen[1]) großkelchigen Varietät von Sol. distans durch die gleichmäßige und gedrängte Stellung der Polyparien. Den Speziesnamen wählte ich mit Rücksicht darauf, daß ich es nicht für ausgeschlossen halte, daß die von Sismonda[2]) als *Leptastraea anomala* beschriebene Koralle mit unserer Form identisch ist.

Das Exemplar befindet sich in der Coll. Geol. Surv. Egypt und stammt aus der mittelägyptischen Wüste östlich Kairo. (N. 6664).

Die folgenden beiden Arten scheinen mir in bezug auf ihre Provenienz aus dem Miocaen zweifelhaft zu sein. Sie sind von Mr. Barron gesammelt und befinden sich in der Coll. Geol. Surv. Egypt. Ich füge sie gleichwohl hier an, da ihre Bezeichnung lautet: „Desert east of Cairo, probably Miocene". Ihrem Erhaltungszustand nach scheinen sie mir indess jünger zu

---

[1]) Reuss, Die fossilen Korallen des österr.-ungar. Miocän S. 46 (242) t. 8, f. 1.

[2]) Mat. p. s. á la Paléont. du terr. tert. du Piémont S. 52, pl. VIII, f. 7.

sein und aus den pleistocänen Riffen zu stammen. Es ist auch bemerkenswert, daß die eine der beiden Korallen einer noch jetzt im Roten Meer lebenden Art angehört, der *Goniastraea halicora* KLUNZ. Ein Beweis gegen ihr miocänes Alter würde dieser Umstand allerdings auch in keiner Weise sein, da ich einige früher beschriebene, unzweifelhaft miocäne Stücke nicht imstande war, von der gleichfalls noch im Roten Meer lebenden *Cyphastraea chalcidicum* zu trennen.

Goniastraea halicora KLUNZ. (EHRB. sp.).

1884. *Astrea halicora* HEMPRICH u. EHRENB. Corallenthiere des roth. Meer. p. 97.
1857. *Prionastraea halicora* M. EDWARDS, Hist. nat. 2. p. 517.
1879. *Goniastraea halicora*, KLUNZINGER, Korallthiere des Roth. Meer. 2. p. 88, Taf. IV f. 1, 2, Taf. X f. 8.

Das vorliegende Fragment (Coll. Geol. Surv. Egypt. N. 6793), hat einer sehr großen, ursprünglich wohl knollenförmigen Kolonie angehört mit flach konvexer Oberfläche. Seine Länge und Breite beträgt 105 mm, seine Höhe 85 mm. Die Kelche sind 8—12 mm groß und zeigen stets polygonale Umrisse. Doch schließen die Wandungen der einzelnen Polyparien nicht überall unmittelbar an einander an, sondern zuweilen, besonders da wo 3 Kelche zusammenstoßen, bleiben Zwischenräume, in denen sich Exothecalbläschen finden. Die die Kelche trennenden Grate sind bald schärfer, bald stumpfer. Durch verschiedenartige Ausbildung der äußeren Enden der Septen wechselt dies Verhältnis bei dieser Art derartig, daß KLUNZINGER daraufhin 2 Varietäten unterscheiden konnte: var. *obtusa* und *acuta*. Die Kelche selbst sind ziemlich vertieft, doch ist ein Teil dieser Eigenschaft sicher auf den Erhaltungszustand bez. die Auswitterung der Kelche zurückzuführen. Für die spezifische Bestimmung kommt dieses Moment hier wenig in Betracht, da die Kelchtiefe nach KLUNZINGER[1]) ziemlich wechselt, (von 4—7 mm). Die Anzahl der Septen beträgt 28—36. Sie sind wenig ungleich; zwischen ihnen finden sich zuweilen noch einige rudimentäre. Die Septen zweier benachbarter Kelche gehen bald direkt ineinander über, bald werden sie unterbrochen. Bei 10—14 der Septen ist der innerste Zahn ihres Oberrandes bedeutend größer und vorstehender als die anderen, wodurch ein Kranz von Pseudopalis entsteht. Innerhalb desselben erblickt man eine meist wohl entwickelte Columella. Endothecallamellen sind zahlreich. Über die Außenfläche der Kolonie kann ich nichts angeben, da die Seitenflächen derselben nur Bruchflächen darstellen.

[1]) a. a. O.

Die Art findet sich noch lebend im Roten Meer und im Indischen Ozean bei den Seychellen.

Lithophyllia sp.

Von dem Exemplar liegt leider nur der allerdings außerordentlich scharfe Ausguß des Kelches vor und ist deshalb eine spezifische Bestimmung nicht ausführbar. Bei der folgenden Beschreibung denke ich mir den Kelch als Positiv rekonstruiert. Er ist von sehr regelmäßigen, breitelliptischen Umriß; die größere Axe beträgt 57 mm, die kleinere 47 mm. Seine Tiefe war 19 mm. Die Zahl der Septen beträgt gegen 190, also wohl 6 komplete Cyklen. Sie sind von sehr verschiedener Länge und Stärke. Etwa 24 sind besonders dick und reichten ehemals bis an die Columella. Sie bleiben in ihrer gesamten Länge gleich stark (1—1,5 mm). Ihr oberer Rand ist in sehr grobe, dornförmige Zähne zerschnitten, deren Zahl 7—9 beträgt. Zwischen je 2 dieser großen Septen liegen 5—7 schwächere, die je nach ihrem Cyklus von verschiedener Länge und Stärke sind.

Eine sehr verwandte Art ist von REUSS[1]) als *Lithophyllia ampla* aus dem Miocän von Siebenbürgen beschrieben worden, doch ist bei dieser der Kelch seichter vertieft und die Septenzahl eine geringere. Auch die noch im Roten Meer lebende *Lith. Savignyi* BRÜGGEM. hat einen Cyklus weniger und scheint überhaupt kleinere Dimensionen zu besitzen.[2])

Das Gestein, in welchem sich der beschriebene Steinkern befindet, erinnert nun sowohl äußerlich als seiner gleich zu besprechenden Zusammensetzung nach mehr an alt-pleistocäne, als an miocäne Riffkalke, soweit mir solche aus Ägypten durch Autopsie bekannt geworden sind. Im Dünnschliff u. d. M. zeigt es sich erfüllt von organischen Resten, unter denen namentlich zahlreiche Lithothamnium-Fragmente auffallen. Daneben finden sich Gehäuse von Foraminiferen, Fragmente von Bryozoën und Durchschnitte von Conchylien-Schalen. Die Lithothamnien scheinen, bei schwacher Vergrößerung gesehen, ihre organische Struktur schön erhalten zu haben; bei stärkerer dagegen zeigen sie sich ebenfalls in Umwandlung begriffen. Nur stellenweis sind die Konturen ihrer Zellmembranen noch scharf, meistens dagegen verschwommen und schließlich geht die Pflanze in ein dunkelgefärbtes, feinkörniges, kalkiges Aggregat über. Der ehemalige, zum größten Teil organische, kalkige Detritus zwischen den erkennbaren Organismenresten ist fast vollständig umkristallisiert. Da-

[1]) Foss. Korallen des österr.-ungar. Miocän S. 85 (281) t. VI, f. 2.
[2]) SAVIGNY, Desc. Egypt. t. XXIII. Polyp. p. Audouin S. 54, Pl. IV, f. 2. KLUNZINGER, Korallenthiere des Rothen Meeres 3. S. 4.

bei entstanden zunächst zahlreiche Hohlräume, die später wieder durch spätige Karbonate ausgefüllt wurden. So besteht die Grundmasse aus grauen, feinkörnigeren Partieen einerseits und vollkommen farblosen, aus Lösungen abgeschiedenen gröberspätigen Calcitaggregaten andererseits.

Ein zum Vergleich von einem unzweifelhaft miocänen Kalkstein hergestellter Schliff zeigt außer einem eingeschlossenen Korallenskeletfragment überhaupt keine direkt bestimmbaren organischen Einschlüsse. Nur durch Vergleich mit dem eben beschriebenen Lithophyllia-führenden Kalkstein kann man mit ziemlicher Sicherheit schließen, daß gewisse dunkler gefärbte, oft rundlich konturierte Partieen von feinkörniger Struktur umgewandelte Lithothamniumfragmente sind.

B. Exemplare aus dem Miocaen (?) der Sinaihalbinsel.

Orbicella cf. *Defrancei* E. H. sp.

Die Oberfläche der beiden Exemplare, die sicherlich nur Bruchstücke einer und derselben größeren Kolonie darstellen, sind sehr schlecht erhalten, indem die Kelche tief und weit ausgewittert sind, sodaß sie meist von polygonalem Umriß und direkt durch ihre Wandungen verbunden erscheinen. Die Unterflächen stellen dagegen Querbrüche durch die Kolonie dar, welche sehr gut erhalten sind und uns in dieser eine *Orbicella* erkennen lassen. Nur ein Punkt bleibt bei einer derartigen Bruchfläche natürlich ungewiß: die Erhebung des Kelchrandes. Das größere der beiden Stücke ist 75 mm breit und 45 mm hoch. Die Kelche sind von ziemlich regelmäßig-kreisrunder Form und stehen mäßig gedrängt. Der Diameter der Kelchgruben beträgt 9—11 mm. In bezug auf diese Verhältnisse stimmt das vorliegende Exemplar besser mit dem von Michelin als *Astrea argus* Lam.[1]) als mit der von Reuss[2]) gegebenen Abbildung überein. Nach M. Edwards[3]) gehört indess die cit. Abbildung bei Michelin ebenfalls zu *O. Defrancei*.

Man zählt 30—40 Septen, von denen etwa die Hälfte bis zur Columella reicht. Diese ist mächtig entwickelt und von spongiöser Struktur. In ihrer Nähe sind die Septen von rel. großen Löchern durchbrochen, wie überhaupt der Längsbruch der Kelche vollständig mit der von Reuss[4]) gegebenen Figur eines solchen übereinstimmt. Die Exothecallamellen spannen sich gern horizontal aus und verschmelzen wohl auch zu horizontalen böden-

---

[1]) Michelin, Jconogr. zoophyt. Pl. XII, f. 6.
[2]) Foss. Korallen der österr.-ungar. Miocän t. IX, f. 3.
[3]) Hist. nat. 2. S. 465.
[4]) a. a. O.

artigen Gebilden. Einzelne der sie durchsetzenden dornförmigen Trabekel sind deutlich erkennbar.

Nach den angegebenen Merkmalen kann man diese Stücke zu *Orbicella Defrancei* rechnen, welche aus dem Miocän von Bordeaux, Turin, Dego, ferner aus Siebenbügen, Mähren, Ungarn und dem Taurus beschrieben ist und zu welcher vielleicht auch ein Stück aus der mitteläg yptischen Wüste ö. Kairo gehört.[1]) Die vorliegenden Stücke stammen aus dem Wadi Werdan in der n. w. Sinaihalbinsel und befinden sich in der Coll. Geol. Surv. Egypt. N. 3885. Das Vorkommen von Miocän im Wadi Werdan ist zwar noch nicht konstatiert, scheint mir jedoch nach dem was wir über die Geologie der umliegenden Gebiete wissen, nicht ausgeschlossen zu sein. BLANCKENHORN[2]) gibt allerdings an: „Am Karawanenwege, der parallel der Küste von Aijun Musa bei Suēs zum Katharinenkloster führt, scheinen die Miocänablagerungen zwischen dem Wadi Werdan und dem Oberlauf des Wadi Amara ihren Anfang zu nehmen und zwar in Gestalt ausgedehnter petrefaktenloser Gypslager. Spuren einer Fauna (Austern und Pectiniden) zeigen sich erst in der Gegend des Wadi Charandel und vermehren sich dann südwärts." Doch scheint das Wadi Werdan überhaupt noch nicht eigentlich besucht bez. untersucht, sonder stets nur in seiner untersten Partie durchkreuzt worden zu sein. Auch J. WALTHER folgte dieser Route.

II. Pleistocäne Korallen und Riffkalke.

1. Die fossilen Riffe der Sinaihalbinsel.

Unsere Kenntnis von denselben beruht fast ausschließlich auf den Untersuchungen von JOHANNES WALTHER und W. F. HUME[3]). Ersterer hat die Resultate seiner Beobachtungen in einer Arbeit: „Die Korallenriffe der Sinaihalbinsel"[4]) niedergelegt, welcher auch die folgenden Angaben entnommen sind. Die im übrigen so wichtige Arbeit von MILNE[5]) enthält über Korallenkalke nur wenige, kurze Bemerkungen. WALTHER konnte

[1]) s. oben S. 172.
[2]) Neues zur Geologie und Paläontologie Ägyptens. 3. Das Miocän. Diese Zeitschr. 53. 1901. S. 75.
[3]) Sur la géologie du Sinai oriental. Congrès géol. internat. Compt. rendus de la VIII. Sess. en France. 2. S. 913. Paris 1901.
[4]) Abh. d. math.-phys. Cl. d. kgl. sächs. Ges. d. Wiss. 14. No. X. Leipzig 1888. Für die freundliche Erlaubnis, einige seiner von diesen Riffen aufgenommenen Profile und Ansichten hier reproduzieren zu dürfen, sage ich Herrn Professor J. WALTHER auch an dieser Stelle meinen herzlichsten Dank!
[5]) Geolog. Notes on the Sinaitic peninsula and NW-Arabia. Quart. Journ. Geol. Soc. 31. S. 1, 1875.

die fossilen Riffe der Sinaihalbinsel in zwei Gruppen gliedern, welche er als das jüngere und als das ältere fossile Riff bezeichnete. Ersteres hält er für pleistocän, letzteres für pliocän. Dagegen nimmt ROTHPLETZ[1]), wie es scheint, für sämtliche Riffe ein quartäres Alter an. Diese Einteilung WALTHERS einerseits und die Altersbestimmung von ROTHPLETZ andererseits wurde später von HUME bestätigt und die beiden Gruppen als „Série corallienne inférieure“ bez. „Calcaire corallien supérieur“ bezeichnet.

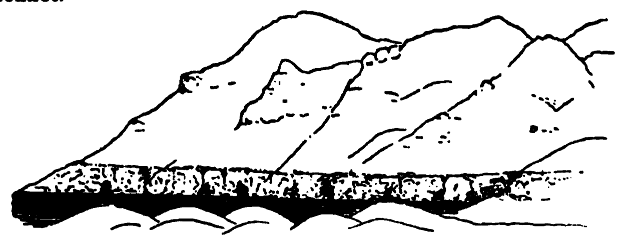


Fig. 1. Das jüngere fossile Riff am Westfuße des Gebel Hammâm-Mûsa. (Nach J. WALTHER).

1. Das jüngere fossile Riff. Es befindet sich gegenwärtig 10 m hoch oberhalb des Meeresspiegels. Es besitzt überall eine gleiche petrographische Beschaffenheit, doch bilden mehrfach subfossile, z. T. breccienartig ausgebildete Riffgesteine einen Übergang zum lebenden Saumriff der Küste. Der Riffkalk setzt sich — abgesehen von den eingeschlossenen Conchylien etc. — aus zwei Elementen zusammen: 1. den Korallenstöcken bez. Fragmenten solcher; 2. der detritogenen Füllmasse. Letztere wurde ursprünglich als Kalksand gebildet, welcher sich vorzugsweise aus den von der Brandung zerriebenen oder von Krebsen zerbrochenen Gehäusen und Schalen von Organismen, besonders von Korallen, Mollusken, Crustaceen und Echiniden zusammensetzt. Später wird er durch Absätze und Niederschlag von Calciumkarbonat, ev. durch völlige Umkristallisierung zu einem mehr oder minder festen, bald porösen, bald fast dichten Kalkstein verfestigt. Von Korallen dürfte sich nach WALTHER namentlich Madrepora, die brüchigste und daher leicht zerreiblichste aller Korallen, an der Bildung des Kalksandes beteiligen, da diese Gattung auf dem lebenden Riff dominiert, in dem fossilen zurücktritt, wenn auch Fragmente überall zu erkennen sind. Ferner sind in dem jüngeren fossilen Riff kleine Nester von Lithothamnium häufig, welche ihre Struktur vortrefflich er-

[1]) Stratigraphisches von der Sinaihalbinsel. N. Jahrb. f. Min. 1893 1. S. 104.

halten haben.[1]) Die Mächtigkeit dieser jüngeren Riffkalke ist z. B. südlich des Gebel Hammâm Pharaûn 3—5 m. Der Korallenkalk von Abû Suêre, Gebel Nakûs und Gebel Hammâm Mûsa zeigt 3,5 m in der unteren, 1 m in der oberen Terrasse. Mächtiger sind die jüngeren Riffkalke am Râs Muhâmmed, doch sind die Aufschlüsse nicht tief genug, um die ganze Mächtigkeit zu übersehen. WALTHER schätzt sie auf 9 m.

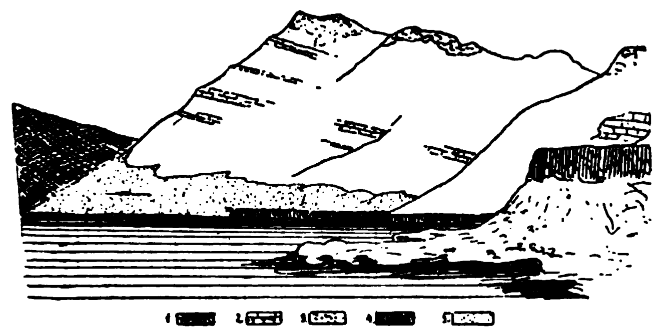


Fig. 2. Westabhang des Gebel Nakûs bei Abû Suêre. (Nach J. WALTHER). 1. Granit. 2. Nubischer Sandstein. 3. Älteres fossiles Riff. 4. Jüngeres fossiles Riff. 5. Klingender Sand des Gebel Nakûs.

2. Das ältere fossile Riff. Dieses fand WALTHER am Gebel Hammâm Mûsa bei Tôr und am Râs Muhâmmed, der Südspitze der Sinaihalbinsel entwickelt. Der es bildende Korallenkalk ist überall stark metamorphosiert und dabei in einen Dolomit verwandelt worden. Die Korallenskelete sind meistens dabei verschwunden und es liegen nur Abdrücke derselben bez. die Ausgüsse der Kelche vor. Das Gestein des Gebel Hammâm Mûsa erscheint als ein harter, körniger, z. T. dichter, gebräunter Kalk, der sehr an gewisse Dolomite der Zechsteinformation erinnert. Er enthält tatsächlich 80,07 Teile Karbonat mit 60 Prozent $CaCO_3$ und 40 Prozent $MgCO_3$, darf also direkt Dolomit

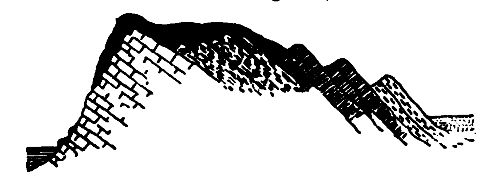


Fig. 3. Profil durch den Gebel Hammâm Mûsa. (Nach J. WALTHER).
1. Nubischer Sandstein. 2. Exogyra-Mergel. 3. Weiße Flintkalke 4. Nummuliten-Kalk. 5. Riffkalke. 6. Sand der Gaâwüste. 7. Meer.

[1]) Vergl. WALTHER a. a. O. t. VI, f. 4.

genannt werden. Auf diesem Berge erreicht das ältere fossile Riff die bedeutende Höhe von 230 m. Zwischen dieses und die jungfossilen Riffe am Strande schaltet sich hier sowohl wie am Râs Muhâmmed eine feinkörnige graue Breccie ein, von WALTHER als Grussandstein bezeichnet. Am Râs Muhâmmed findet sich teils ein korallenreiches Gestein mit einem dem Dolomit des Gebel Hammâm Mûsa sehr ähnlichen Habitus und vielen Negativen, teils aber ein hellvioletter oder hellroter sehr fester Kalk mit muschligem Bruch, welcher gänzlich aus Korallen zu bestehen scheint und sich durch seine genannten Farben und seinen glattmuschligen Bruch wesentlich von dem Dolomit des Gebel Hammâm Mûsa unterscheidet. Was schließlich die Mächtigkeit der älteren Riffkalke und Dolomite anlangt, so beträgt dieselbe am Ostabhang des G. Hammâm Mûsa zwischen 2 und 6 m; nach NW zu ist sie bedeutender, bleibt jedoch unter dem Betrage von 15 m. Am Râs Muhâmmed beträgt ihre Mächtigkeit gegen 7 m; auf der Klippe des Râs ist sie nicht sicher festzustellen, scheint aber die genannten Zahlen nicht zu übersteigen.

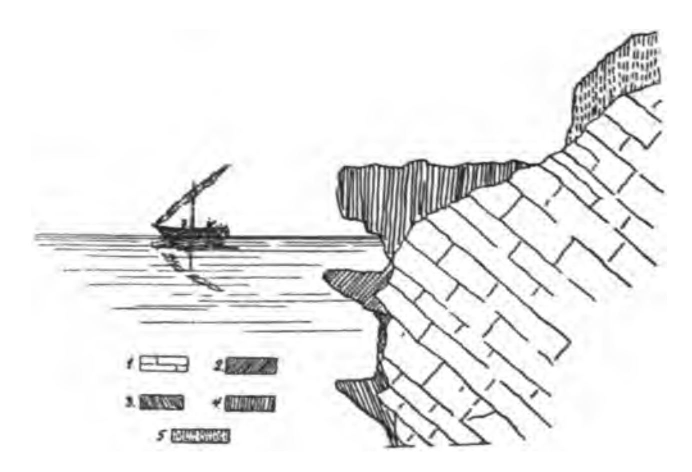


Fig. 4. Profil durch die Ostküste des Râs Muhâmmed. (Nach J. WALTHER).

1. Nubischer Sandstein. 2. Lebendes Riff. 8. Abgestorbenes Saumriff. 4. Jüngeres fossiles Riff. 5. Älteres fossiles Riff.

Aus diesen älteren Riffen auf dem Râs Muhâmmed liegen mir aus der Coll. Geol. Surv. Egypt 5 Exemplare vor (N. 4780 [4 Stück] und 3639), denen als 6. wohl auch das Stück N. 3592 beizufügen ist. Ihre Untersuchung ergab folgendes:

N. 4780 a ist ein fester, etwas zellig-poröser Kalkstein[1], welcher die Kelchausgüsse einer Mussa zeigt. Eine spezifische Bestimmung derselben ist natürlich nicht auszuführen, doch könnte man nach den regelmäßigen Umrissen der Kelche etwa an *Mussa rudis* E. H. denken. Außen ist das Gestein gebräunt, auf frischem Bruch dagegen von weißlicher Farbe. Im Dünnschliff u. d. M. fanden sich von erkennbaren organischen Resten der Querschnitt eines Echinidenstachels und einige Lithothamniumfragmente mit schön erhaltener Struktur. Das Gestein selbst gleicht einem sehr gleichmäßig und zwar äußerst feinkörnigen kristallinischem Kalkstein, ist jedoch stark porös. Die Wandungen der Hohlräume sind meist mit wasserklaren, zuweilen in scharfen Rhomboëdern kristallisierten Kalkspat austapeziert.

N. 4780 b ist eine *Orbicella Lyonsi* n. sp. Die Struktur ist makroskopisch gut erhalten, im Dünnschliff zeigt sich die Faserstruktur des Skelets verschwunden.

N. 4780 c ist eine schlecht erhaltene Echinopora.

N. 4780 d ist ein auch generisch nicht sicher bestimmbares Astraeidenfragment.

N. 3639 ist ein Riffkalk, auf frischem Bruch von blaßbräunlicher Farbe mit zahlreichen Versteinerungen, die jedoch sämtlich nur als Abdrücke bez. Steinkerne erhalten sind. Von Korallen findet sich *Cycloseris cyclolites* E. H. (Lam. sp.) und *Seriatopora* sp. Erstere wird bereits von M. Edwards als „subfossile des terrains récents de l'Égypte“ angeführt[2].

Es liegt mir ferner ein mit N. 3592 bezeichnetes Stück aus dem Wadi Jerau am Westabhang des Sinai vor. Es ist die Bemerkung beigefügt: „appear to be closely associated with the Miocene beds“. Es ist ein gelblicher Kalkstein, ähnlich N. 3639 mit verschiedenen Versteinerungen, welche nur als Negative erhalten sind. Auf einer Seite trägt das Stück einen sehr scharfen Abdruck der Oberfläche einer *Plerastraea Savignyi* E. H. Da mir diese Form aus dem ägyptischen Miocän nicht bekannt geworden ist, wohl aber sie von M. Edwards[3]) als „Fossile des dépôts récents des bords de la mer Rouge“ angeführt wird, halte ich das Stück ebenfalls nur für altpleistocän.

2. Die fossilen Riffe der Ostküste Ägyptens.

Entsprechend der zuerst von J. Walther erkannten Zwei-

---

[1]) Inwieweit hier und auf folgenden Seiten die als „Kalkstein“ bezeichneten Stücke richtiger „dolomitischer Kalkstein“ bez. „Dolomit“ zu nennen wären, muß natürlich dahingestellt bleiben, da die Stücke nicht chemisch untersucht wurden.

[2]) Hist. nat. des Corall. 3. S. 50.

[3]) Desgl. 2. S. 558.

teilung der fossilen Korallenriffe an der Westküste der Sinaihalbinsel konnten BARRON und HUME[1]) auch an der Westküste des Golfes von Suēs unter den pleistocänen Strand- und Riffbildungen zwei Gruppen unterscheiden: eine jüngere — „raised beaches and lower coral reefs" —, deren Bildungen sich im allgemeinen längs der Küste hinziehen und an dieser sich bis etwa 25 m Höhe erheben und eine zweite ältere — „higher coral reefs" —, welche durchschnittlich 4—7 km von der Küste entfernt sind und sich in sehr verschiedener, zuweilen sehr beträchtlicher Höhe über dem Meeresspiegel finden. Diese kann nach BARRON und HUME 150—170 m betragen; an dem von SCHWEINFURTH untersuchten Wedge Hill erreicht sie sogar den Betrag von 366 m. In typischer Weise sind diese jüngeren Bildungen z. B. nördlich von Kosseir entwickelt. Sie enthalten dort außer zahlreichen Mollusken namentlich folgende Seeigelformen: *Laganum depressum*, *Clypeaster scutiforme* und *Heterocentrotus mammillatus*. Nach der Häufigkeit der Gattung *Laganum* wurde diese Ausbildung der jüngeren Gruppe als „Laganum bed" bezeichnet. Von der Korallenfauna sind die typischsten Vertreter *Goniastraea*-Arten (*Gon. halicora* KLUNZ., *G. retiformis* LAM., *G. pectinata* EHRB.), *Porites solida* FORSK., *Coeloria arabica* KLUNZ., *Orbicella laxamammillosa* KLUNZ., *Cyphastraea chalcidicum* FORSK. sp. und *Siderastraea* sp. Als einige weitere Vorkommen mögen genannt sein: die Umgebung des Leuchtturms am Râs Gharib, die Ebene zwischen Râs Gemsa und Gebel Zeit, der gehobene Strand am Râs Gemsa in 15 m Höhe, desgleichen östlich vom Gebel Esh, sowie bei Abû Shigeli in 24 m Höhe; am Wadi Queh in 18—24 m Höhe.

In den älteren Riffbildungen trifft man lokal, wie z. B. in den 178 m über d. M. liegenden Bildungen im Wadi Abû Shigeli noch *Laganum depressum* und *Clypeaster scutiforme*, die vorherrschenden Formen sind aber *Brissus carinatus*, sehr verwandt mit *Br. ägyptiacus* aus dem Obermiocän und *Clypeaster humilis*, welcher dem obermiocänen *Clyp. priemi* sehr nahe steht. Von den Korallen treten die *Goniastraeen* zurück; es findet sich neben noch lebenden Arten wie *Coscinaraea monile* FORSK., *Cyphastraea chalcidicum* FORSK. sp., *Cycloseris cyclolites* LAM. eine Anzahl von ausgestorbenen Formen wie *O. Lyonsi* n. sp., *Cyphastraea intermedia* n. sp., und *Favia minor* n. sp. Auch kann man wohl mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit annehmen, daß von den von M. EDWARDS und J. HAIME aus den

[1]) BARRON und HUME, Topography and Geology of the Eastern desert of Egypt. Geol. Surv. Rep. Cairo 1902. S. 185.

„dépôts récents des bords de la mer Rouge“ beschriebenen ausgestorbenen Arten wenigstens ein Teil aus diesen älteren Riffbildungen stammt. Jedenfalls ergibt sich als Resultat der Untersuchung der Korallen derselben, daß zahlreiche Arten von ihnen ausgestorben sind, daß also die Zusammensetzung der Fauna eine von derjenigen der heutigen Riffe nicht unwesentlich verschiedene war. Der eigentliche Charakter der Korallenfauna ist z. Z. noch nicht zu definieren, da eben, wie oben erwähnt, die spezielle Provenienz und Verbreitung der von M. Edwards und J. Haime beschriebenen Arten, unter denen sich allein drei ausgestorbene Fungiden befinden (*Maeandroseris Bottae* L. Rouss., *Pavonia Ehrenbergi* E. H. sp. und *Agaricia Forskali* E. H.) nicht bekannt ist. Überhaupt ist im Ganzen genommen unsere Kenntnis von der Korallenfauna dieser pleistocänen Riffbildungen eine noch sehr lückenhafte. Es hat dies seinen Grund namentlich in dem früher besprochenen mangelhaften Erhaltungszustand des vorliegenden Materiales, infolgedessen eine sichere spezifische Bestimmung vieler Exemplare unmöglich geworden ist. Bezüglich der in weit größerer Zahl vorliegenden und gut erhaltenen Mollusken ist eine wesentliche Differenz in dem Faunencharakter der älteren und der jüngeren Strand- und Riffbildungen bereits nachgewiesen.[1]) Die Molluskenfauna der älteren Bildungen ist namentlich ausgezeichnet durch das Vorherrschen der Gattungen *Pecten, Chlamys, Alectryonia* und *Lithophagus,* welche in den jüngeren Bildungen sehr selten sind. Was schließlich das Vorkommen der älteren Riffbildungen anlangt, so trifft man diese in typischer Ausbildung z. B. im Wadi Queh in 72 m, im Wadi Hamrawein in 90 m, im Wadi Abû Shigeli in 114—168 m Höhe. An letzterer Stelle lassen sich zwei Lagen unterscheiden: Eine untere in 114 m Höhe mit *Strombus tricornis* Lam. (oder *Str. Bonelli Brgnt.*), *Cassis* cf. *laevigata* Defr., *Fusus polygonoides* Lam., *Lithophagus Avitensis* May. Eym. und eine obere in 168 m Höhe. Letztere enthält zahlreiche Echiniden: *Brissus carinatus, Laganum depressum* und *Clypeaster scutiforme;* von Mollusken: *Venus reticulata* Linn., *Cardium leucostoma* Born. Weiter finden sich ältere Riffbildungen bei Ambage westlich Kosseir in 80—156 m Höhe, in welchen das eigentliche Korallenriff eine Mächtigkeit von 3 m besitzt. Hier sind diese Bildungen zuerst von O. Fraas[2]) beschrieben und später namentlich in

---

[1]) Vergl. Newton, Pleistocene shells from the raised beach deposits of the Red Sea. Geol. Magaz. New Ser. Dec. IV. 7. S. 500 u. 544. Barron and Hume. a. a. O. S. 142.

[2]) Geologisches aus dem Orient. Jahresh. des Vereins f. Naturk. in Württemberg **23**. S. 178. 1867.

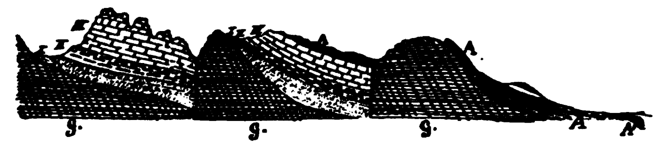


Fig. 5. Profil zwischen Bir el Jnglis und der Küste des Roten Meeres. (Nach E. FRAAS.)

G = altes Gebirge. I = Nubischer Sandstein. II = Campanien. III = unt. Eocän. A = Pleistocäne Korallenriffbildungen. A_I = lebendes Riff.

Bezug auf ihre Lagerung von E. FRAAS[1]), BARRON und HUME, in Bezug auf ihre Fauna auch von KLUNZINGER und NEWTON untersucht worden. Sie ruhen teils auf Eocän, teils direkt auf altem Gebirge. Außer dem eigentlichen Riffkalk bestehen sie aus zugehörigen Meeresgebilden wie Gypsen, salzführenden Mergeln und Sanden. Weitere Vorkommen trifft man im Wadi Barud in 238 m Höhe. Hier finden sich zwei Arten von *Cyphastraea*, deren eine wahrscheinlich neu ist.

Mächtige derartige Riffbildungen stellen die von SCHWEINFURTH entdeckten und untersuchten Kalkberge in der Nachbarschaft des Gebel Dara und Gebel Gharib dar. Östlich von ihnen erheben sich aus kalkigen Gesteinen bestehende Berge, unter denen besonders der Wedge Hill zu nennen ist, dessen ganze obere Masse nach SCHWEINFURTH in einer bis 300 Fuß erreichenden Mächtigkeit von Korallenriffen gebildet wird.[2]) Ob freilich diese Angabe des verdienstvollen Forschers bez. dieser kolossalen Mächtigkeit der dortigen Riffe sich bestätigen wird, bleibt angesichts der Erfahrungen, welche J. WALTHER am Gebel Hammâm Mûsa bei Tôr machte, abzuwarten. Auch an diesem Berge war der genannte Forscher am 1. Tage seines Besuches der sicheren Meinung, einen 230 m dicken, kompakten Korallenberg vor sich zu haben. Erst eine eingehende Untersuchung des Berges zeigte nach Entdeckung einiger guter Aufschlüsse, daß jene Riffkalke nur eine kappenförmige Bedeckung oder, wo sie tiefer herabreichte, mantelförmige Bekleidung des Berges bildeten. Die Mächtigkeit derselben erreichte im Maximum noch nicht den Betrag von 15 m. Nach solchen Erfahrungen wird man auch

[1]) Geognostisches Profil vom Nil zum Rothen Meer. Diese Zeitschr. 52. 1900. S. 569. Für die freundliche Erlaubnis eines der in dieser Arbeit gegebenen Profile, welches jene fossile Riff bei Kosseir durchschneidet, hier reproduzieren zu dürfen, sage ich Herrn Professor FRAAS auch an dieser Stelle meinen besten Dank!

[2]) Vergl. dazu SCHWEINFURTHS Aufnahmen von der östlichen Wüste Ägyptens. Blatt V.

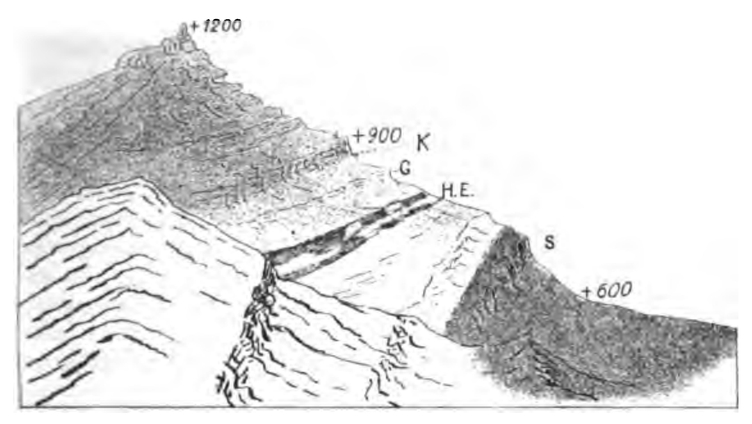


Fig. 6. Blick auf den „Wedge Hill“ (der NARESschen Seekarte) im N des Wadi Dara von NO aus. (Die Zahlen bedeuten Höhen in engl. Fuß ü. d. M.)

K = Beginn der Korallenkalke.
G = Gelber Kalk
H. E. = Schicht mit *Hemiaster cubicus* und *Exogyra*. } Obere Kreide.
S = Sandstein

in Bezug auf die Beurteilung der Mächtigkeit recenter Riffe immer vorsichtiger werden müssen, auf welchen Punkt namentlich L. FAUROT[1]) aufmerksam gemacht hat. Schon QUOY et GAYMARD[2]) stellten in ihrer höchst beachtenswerten Arbeit — wenn sie auch in einigen Behauptungen zu weit gingen — als ein Resultat ihrer Forschungen im Pazifischen Ozean den Satz auf: „Tous ces récifs de Taïti, de l'Archipel dangereux, de celui de Navigateurs, des îles des Amis etc., ne sont madréporiques qu' à la surface.“ Auch an anderer Stelle[3]) sprachen sie, die Resultate ihrer Beobachtungen irriger Weise zu sehr verallgemeinernd, die Meinung aus: „Ces animaux ne forment que des couches ou des encroûtemens de quelques toises d'épaisseur.“ Hierin folgten ihnen EHRENBERG[4]) u. a.

In neuester Zeit kamen BARRON und HUME[5]), sowie G. BOEHM[6])

---

[1]) Rapport sur une Mission dans la Mer Rouge. Arch. Zool. expér. II. sér. 4. S. 128.

[2]) Mém. sur l'accroissement des Polypes lithophytes considéré géol. Annales Sc. nat. 6. S. 286.

[3]) a. a. O. S. 275.

[4]) Über die Natur und Bildung der Korallenbänke des Rothen Meeres. Abh. k. Akad. d. Wiss. Berlin 1832. T. I. Berlin 1834.

[5]) a. a. O. S. 147.

[6]) Geologische Ergebnisse einer Reise in den Molukken. Compt. Rendus. IX. Congrès géol. internat. Vienne 1908.

ebenfalls zu dem Resultat, daß wahre Korallenriffe keine besonders große Mächtigkeit erreichen. Erstere fanden bei ihren Aufnahmen in dem östlichen Teil der mittelägyptischen Wüste kein Riff, welches dicker als 3,6 m gewesen wäre. G. BOEHM schlägt sogar vor, den Ausdruck „Korallenriff" ganz fallen zu lassen. Letzteres geht wohl zu weit, da das Wort „Riff" gleich den Begriff in sich schließt, daß die betreffenden Organismen (Korallen, Hydrocorallinen, Kalkalgen) an Ort und Stelle gewachsen sind, während eine „Bank" ebensogut aus zusammengeschwemmten Resten gebildet sein kann. Wo übrigens Senkungen des Bodens stattfinden, können auch Korallenriffe eine sehr bedeutende Mächtigkeit erreichen, nur in Hebungsgebieten werden die Riffe dünn bleiben und ausschließlich an horizontaler Ausdehnung gewinnen.

Da man nicht annehmen kann, daß der Spiegel des Roten Meeres in der Alt-Pleistocän-Zeit um 366 m[1]) höher gestanden habe, so muß man tatsächlich wie schon KLUNZINGER aussprach, annehmen, daß jene Riffkalke wenigstens z. T. durch eine wirkliche Hebung in jene Höhe gebracht worden seien. Auch ROTHPLETZ[2]) ist bezüglich der fossilen Riffe an der Sinaihalbinsel der Ansicht, daß die jetzige Lage dieser Schichten nicht ausschließlich durch eine Senkung des Meeresspiegels um über 250 m erklärt werden könne. Jedenfalls hätten Bewegungen in der festen Unterlage stattgefunden. Wenn ich ROTHPLETZ hierin beistimme, so nehme ich doch andrerseits an, daß das Emportauchen der sogen. jüngeren Riffe WALTHERS an der Sinaihalbinsel wohl ausschließlich durch eine regredierende Bewegung des Meeres bedingt worden ist.

Durch die Forschungen verschiedener Geologen sind in dem uns beschäftigenden Gebiete zahlreiche Bruchlinien nachgewiesen worden. Infolge dieser und den damit in Zusammenhang stehenden Hebungen und Senkungen erheben sich gegenwärtig diese älteren postmiocänen Riffbildungen bis zu außerordentlich verschiedenen Höhen über dem Spiegel des Roten Meeres. Es ergibt sich aus dem Studium der tektonischen Verhältnisse jener Gebiete, daß die Verschiebung selbst benachbarter, durch die erwähnten Bruchlinien entstandener Schollen eine ungleichmäßige gewesen ist. Die gleiche Anschauung vertritt auch J. WALTHER, wenn er schreibt: „Wenn ein so zerstücktes und in selbständige Glieder aufgelöstes Gebirgsland durch „Hebung" centrifugal bewegt wurde, so werden sich meiner Ansicht nach die einzelnen Teile in verschiedenem Maße bewegen, und längs der großen und kleinen

---

[1]) Höhe des Wedge Hill 1200' engl. = 366 m.

[2]) a. a. O. S. 104.

Verwerfungen wird sich eine individualisierte Bewegung der Schollen geltend machen. Das Ausmaß solcher Bewegungen wird in der gleichen Zeit an verschiedenen Punkten der Küste ein verschiedenes sein." Dadurch ist es geschehen, daß selbst gleichaltrige Korallenlager in eine verschiedene absolute Meereshöhe gelangt sind, ein Umstand, der wiederum die genaue Bestimmung ihres geologischen Alters erschweren muß. Da jedoch die Hebungen und Senkungen nicht ruckweise, sondern langsam und allmählich vor sich gegangen sind, so wird man immerhin denjenigen Riffen, welche sich bis zur größten Höhe über den jetzigen Meeresspiegel erheben, im allgemeinen das bedeutendste Alter zuschreiben müssen. Nach den Resultaten der paläontologischen Untersuchung der einzelnen Arten der in ihnen enthaltenen Korallenfauna zu urteilen, könnte man es nicht für ausgeschlossen halten, daß die ältesten derartigen Bildungen bis in die Pliocänzeit zurückreichen. Diese jüngste negative Strandverschiebung scheint heute noch fortzudauern. Wie KLUNZINGER[1]) angibt, ist selbst das Volk dieser Meinung und die älteren Leute behaupten alle, daß früher da, wo jetzt trockner Korallboden ist, das Meer stand.

Mir liegen aus der Sammlung der Geol. Surv. of Egypt Kalke und Korallen aus fossilen Riffbildungen von folgenden Punkten der Ostküste Ägyptens vor: Gebel Esh, Abû Sha'ar und Râs Gemsah. Ich gebe zunächst eine kurze Beschreibung derselben.

1. Exemplare vom Gebel Esh. Es liegen 3 Stück Riffkalke und 2 isolierte Korallenfragmente vor.

N. 5547 a ist ein sehr fester, makroskopisch nur vereinzelte kleine unregelmäßige Hohlräume zeigender Kalk von fast splittrigem Bruch. Einige eingeschlossene Korallenreste können als Durchschnitte einer Mussa gedeutet werden. Im Dünnschliff u. d. M. zeigt sich das Gestein ganz erfüllt von organischen Resten, die gut erhalten sind. Man findet Lithothamnium mit noch schön erhaltener Struktur, sehr zahlreiche Foraminiferen, Durchschnitte von Echinidenstacheln und von Molluskenschalen, Fragmente von Bryozoen: Alles eingebettet in einen äußerst feinkörnigen kalkigen Detritus. Trotz der ziemlich wohl erhaltenen organischen Reste zeigt der Kalkstein deutliche Anzeigen der Umbildung. Zu den makroskopisch wahrnehmbaren Hohlräumen gesellen sich u. d. M. zahllose andere, welche indes an ihren Wandungen z. T. mit neugebildeten Calcitpartieen ausgekleidet sind. Diese heben sich durch die Klarheit und Reinheit

[1]) Die Umgegend von Quoseir. Zeitsch. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin 14. S. 481. Quoseir=Kosseir oder Kossêr.

ihrer Substanz scharf gegen den ursprünglichen Kalkstein ab.

N. 5547 b ist ein sehr fester, weißlich-grauer Riffkalk mit zahlreichen kleinen Hohlräumen. Auf frischem Bruch gleicht er einem fein-kristallinischen Kalkstein. In ihm ist eine Cyphastraea eingeschlossen, welche leider wegen ihrer mangelhaften Erhaltung keine spezifische Bestimmung zuläßt. Im Dünnschliff zeigt sich das Gestein fast vollkommen umkristallisiert. Das ehemalige Vorhandensein von organischen Resten wird nur noch durch dunklere Konturen und verschwommene, regelmäßiger begrenzte Partieen angedeutet. Die zahlreichen unregelmäßigen Hohlräume sind teils leer, teils nachträglich durch farblose Calcitaggregate erfüllt. Letztere sind beträchtlich gröberspätig als bei N. 5547a.

N. 5547 c ist ein Kalkstein mit einem eingeschlossenen Fragment eines dickästigen Porites. Die Äste zeigen auf dem Querbruch konzentrisch-lagenförmigen Aufbau. Eine Oberfläche ist nicht erhalten.

N. 5547d ist ein nicht näher bestimmbares Fragment einer Prionastraea.

N. 5555 ist eine Orbicella, wahrscheinlich zu *O. Lyonsi* n. sp. gehörig. Sie enthält eine große Pholas. Auf der Oberfläche ist sie leicht gebräunt, auf frischem Bruch von hellgrauer Farbe und feinkörnigem Gefüge.

2. Exemplare von Abu Sha'ar.

Die beiden mir unter N. 1796 vorliegenden Stücke Riffkalk gehören zusammen. Sie enthalten mehrere dünne Lagen einer ursprünglich wohl krustenförmig wachsenden Porites-Art und ein großes Fragment einer *Orbicella* cf. *Lyonsi* n. sp. Das Gestein enthält zahllose kleine, unregelmäßige Hohlräume. Im Dünnschliff u. d. M. sieht man, daß dieselben z. T. aufgelösten organischen Einschlüssen ihre Entstehung verdanken. Ein anderer Teil der Organismenreste ist dagegen noch erhalten. Man erkennt außer den erwähnten Porites-Lagen Foraminiferen, Durchschnitte von Echiniden - Stacheln und -Gehäusfragmenten, von Muscheln etc. Die Faserstruktur der Korallenskelete ist verschwunden und ein trüber, feinkörniger Kalkstein an ihre Stelle getreten. In den Septocostalradien der erwähnten Orbicella sind merkwürdigerweise gerade die Kalzifikationszentren durch Auslaugung verschwunden, die sekundären Stereoplasmalagen dagegen erhalten, allerdings umkristallisiert.

N. 1779 ist ein in einen sehr festen und harten Kalkstein verwandeltes Korallenfragment, welches von einer nicht näher bestimmbaren Goniastraea herrührt. Zahlreiche Bohrgänge einer Teredo-Art durchsetzen es. Im Dünnschliff u. d. M. zeigte sich das Korallenskelet in vollständiger Umkristallisierung begriffen;

durch Auslaugung ist sein Gefüge gelockert und sind Hohlräume entstanden, welche sich durch Neubildungen von Calcit wieder auszufüllen beginnen. Der das Korallenfragment umhüllende Kalk besitzt ein feinkörniges Gefüge. Er enthält zahlreiche organische Reste, welche jedoch meist unkenntlich geworden sind; nur vereinzelte Foraminiferen lassen sich unterscheiden.

3. Exemplare vom Râs Gemsah.

Unter N. 5546 liegen mir drei äußerst schlecht erhaltene Korallenfragmente und ein Stück Riffkalk vor. Erstere gehören vielleicht den Gattungen *Prionastraea* und *Cyphastraea* an, letzterer zeigt sich im Dünnschliff u. d. M. ganz erfüllt von organischen Resten. Besonders zahlreich sind Fragmente von Lithothamnium, welche noch schön erhaltene Struktur zeigen; außerdem erkennt man Foraminiferen, Durchschnitte von Echinidenstacheln und von Conchylienschalen. Zwischen den Resten liegt ein äußerst feinkörniger kalkiger Detritus. In diesem sind kleine, unregelmäßige Hohlräume nicht selten. Geringe calcitische Neubildungen in diesen einerseits, die gut erhaltene Struktur der organischen Reste andrerseits zeigen, daß auch dieses Gestein sich in den ersten Stadien eines Umwandlungsprozesses befindet.

Zu diesem Material gesellen sich einige Korallen, welche Schweinfurth in den Jahren 1878 und 1885 im Wadi Gharib und am Wedge Hill sammelte und die sich jetzt im Kgl. Museum für Naturkunde in Berlin befinden. Unter ihnen ließen sich 5 Arten unterscheiden, von denen 2, *Coscinaraea monile* Forsk. und eine neue Orbicella, die ich *O. Lyonsi* nenne, in nur je einem Exemplar vorliegen. Von den 3 andren Arten ist die eine als eine ebenfalls neue Favia, = *F. minor*, zu betrachten, nahe verwandt mit der jetzt im Roten Meer lebenden *F. Ehrenbergi* Klunz., die 2. gehört zu *Cyphastraea chalcidicum* Forsk. und die dritte blieb infolge ihres allzu mangelhaften Erhaltungszustandes unbestimmbar. Zwischen den Korallen finden sich Stöcke von Lithothamnium. Nach dem Charakter dieser genannten, allerdings sehr formenarmen Fauna dürfte diese Riffbildung als eine der ältesten zu betrachten, vielleicht sogar noch jungpliocän sein: eine Annahme, mit welcher auch ihre bedeutende Erhebung über dem Meeresspiegel — 276 bis 366 m — im Einklang stehen würde. Unter den 4 bestimmbaren Arten findet sich nämlich *Cyphastraea chalcidicum* sowohl in ägyptischen Miocänbildungen als auch noch lebend im Roten Meer; von den drei anderen Arten sind 2, *Favia minor* und *Orbicella Lyonsi* neu, bez. lebend nicht bekannt, während die dritte, *Coscinaraea monile* zwar noch lebend im Roten Meer vorkommt, aber zu den selteneren Formen gehört. Sie hat überhaupt einen alter-

	Rotes Meer	Indischer Ozean	Jüngeres fossiles Riff. Aegypten	Aelteres fossiles Riff. Aegypten	Fossile Riffe am Roten Meer	Jüngeres fossiles Riff. Sinai — H. J.	Aelteres fossiles Riff. Sinai — H. J.	Miocän von Aegypten	Anderweitige Vorkommen.
Poritidae.									
1. *Porites* cf. *lutea* Quoy et Gaym.	+				+				Pacifischer Ozean.
2. — *solida* Forsk.	+		+						
3. — cf. *alveolata* E. H.	+		+						
4. *Alveopora daedalea* Forsk.	+				+				
Madreporidae.									
5. *Madrepora* sp.	(+)				+				
6. *Montipora* sp.	(+)		+						
Fungidae.									
7. *Coscinaraea monile* Forsk.	+			+	+				
8. *Fungia tenuifolia* Dana	+						+		Pacifischer Ozean.
9. — *valida* Verr.	+		+						
10. *Siderastraea Savignyi* E. H.	+		+		+				
11. *Cycloseris cyclolites* Lam.	+	+			+				Great Barrier Reef von Australien. Greetharbour in Neu-Pommern.
12. *Maeandroseris Bottae* L. Rouss.					+				
13. *Pavonia Ehrenbergi* E. H. sp.					+				
14. *Agaricia Forskali* E. H.					+				
Astraeidae									
15. *Mussa corymbosa* Forsk.	+				+				Great Barrier Reef von Australien.
16. — cf. *rudis* E. H.		+				+			
17. *Plerastraea Savignyi* E. H.					+		+		
18. *Symphyllia* (?) sp.	(+)						+		
19. *Orbicella Forskali* E. H.	+		+		+				
20. — *laxa* Klunz.	+		+		+				
21. — *laxa-mammillosa* Greg.	+		+						
22. — *annularis* Ell. et Sol. sp.					+				Westlicher Atlantischer Ozean. ? Pleistocän von Zansibar.
23. — *Lyonsi* Fel. n. sp.				+	+		+		
24. *Cyphastraea chalcidicum* Forsk. sp.	+		+	+	+			+	
25. — *gibbosa* Klunz.	+				+				
26. — *intermedia* Fel. n. sp.				?+	+				
27. — *serailia* Forsk.	+		+						
28. *Favia minor* Fel. n. sp.				+					
29. — *Okeni* M. Edw.	+	+			+				
30. *Prionastraea* sp.	(+)				+				
31. *Goniastraea favus* Forsk.	+				+				
32. — *halicora* Klunz.	+	+	+		+			?+	Pleistocän von Christmas Island.
33. — *retiformis* Lam.	+	+	+		+				
34. — *pectinata* Ehrbrg.	+		+						
35. *Acanthastraea hirsuta* E. H.	+	+			+				
36. *Coeloria arabica* Klunz.	+		+						
37. — — var. *leptochila* Ehrbrg.	+		+						
38. *Hydnophora lobata* Lam.	+				+				
39. *Galaxea longissima* E. H.					+				
40. *Echinopora* sp.	(+)						+		
Stylophoridae.									
41. *Stylophora* cf. *elongata* Lam.	+		+		+				
42. — cf. *subseriata* Ehrbrg.	+						+		Greet Barrier Reet von Australien.
43. — *pistillata* Esp.	+		+						

tümlichen Habitus und ihre nächste Verwandte in der obercretaceischen Gattung *Astraraea*.

Im Dünnschliff u. d. M. zeigt sich die erwähnte *Orbicella Lyonsi* vollkommen umkristallisiert und von gelockertem Gefüge. Über ihre chemische Zusammensetzung, nach welcher sie sich als einen Dolomit herausstellte s. u.

3. Die Anthozoenfauna der pleistocänen Riffe.

Durch eigene Untersuchungen in verschiedenen Sammlungen und aus Angaben in der Literatur sind mir gegenwärtig aus den pleistocänen Riffen der Küstengebiete des Roten Meeres 43 Formen von Anthozoen bekannt geworden, welche in der beifolgenden Tabelle systematisch geordnet, zusammengestellt sind. Der durchschnittlich sehr ungenügende Erhaltungszustand bringt es mit sich, daß bei manchen Formen von einer Bestimmung der Spezies überhaupt abgesehen werden mußte, oder eine solche doch nur mit beigesetztem cf. erfolgen konnte. Zuweilen blieb selbst die Bestimmung der Gattung zweifelhaft. Die Tabelle zeigt ferner die Verbreitung der einzelnen Arten. Diese Übersicht wird allerdings eine noch durchaus unvollständige sein, teils indem eben viele vorliegende Exemplare keine sichere Bestimmung zuließen, teils weil sich in der Literatur, namentlich bei M. Edwards, bei vielen Arten als Provenienz nur angegeben findet: Junge Bildungen an den Küsten des Roten Meeres. Es wurde daher für solche Arten eine eigene Spalte eingerichtet. Es geht aber aus der Tabelle hervor, daß von den 33 ohne cf. spezifisch bestimmten Arten bez. Varietäten 25 sich noch lebend finden, 8 dagegen ausgestorben zu sein scheinen. Es ergäbe dies ca. 76 % lebende und 24 % erloschene Formen. Das Verhältnis wird jedoch wesentlich anders, wenn man auch die mit cf. bestimmten Arten mit in Betracht zieht, da diese sämtlich auf lebende Formen bezogen werden konnten. Man erhält dann 38 Arten, von denen 30 noch leben, 8 ausgestorben sind, also 79 % lebende und 21 % ausgestorbene Arten. Es ist dies im Bezug auf letztere ein immerhin noch hoher Prozentsatz, wenn man in Erwägung zieht, daß die betreffenden Bildungen wahrscheinlich sämtlich nur quartär sind. Wenigstens in Bezug auf die Anthozoen wäre daher ein wesentlicher Unterschied gegenüber der recenten Fauna des Roten Meeres und der Indo-Pacifischen Region zu konstatieren. Am deutlichsten tritt uns dieser, wie ja auch nicht anders zu erwarten war, in der Fauna der älteren Riffbildungen entgegen. Von 7 spezifisch bestimmbaren Arten, für welche eine Provenienz aus letzteren sicher ist, sind 4 ausgestorben oder wenigstens bis jetzt lebend nicht gekannt. Es sind dies: *Orbicella Lyonsi*,

Cyphastraea intermedia, *Favia minor*, *Plerastraea Savignyi*. Die mit vorkommende *Coscinaraea monile* gehört in der jetzt lebenden Fauna zu den selteneren Formen und besitzt einen altertümlichen, an die obercretaceische Gattung *Astraraea* erinnernden Habitus; *Cyphastraea chalcidicum* findet sich bereits im ägyptischen Miocän. Von weiteren 3 ausgestorbenen, von M. Edwards beschriebenen Fungiden: *Maeandroseris Bottae*, *Pavonia Ehrenbergi* und *Agaricia Forskali* ist leider die genaue Provenienz nicht. bekannt. Immerhin zeigt diese Fauna so gut wie keine Beziehungen mehr zu der Miocänkorallenfauna der gleichen Gebiete. Nur eine, vielleicht zwei Arten, *Cyphastraea chalcidicum* und vielleicht *Goniastraea halicora*, sind dem ägyptischem Miocän und den Postmiocänen bez. recenten Riffbildungen gemeinsam. Während die miocäne Anthozoenfauna noch einen typisch mediterranen Charakter trug, treten in jenen pleistocänen Riffen plötzlich zahlreiche Arten des Roten Meeres und der Indo-Pacifischen Region auf und so spiegeln sich auch in diesen, auf paläontologische Untersuchungen beruhenden Ergebnissen die gewaltigen geologischen Ereignisse ab, die nach dem Miocän in jenen Gegenden eintraten: die Abschnürung des ägyptisch-arabischen Miocänmeeres gegen das Mediterrane Becken und der Aufbruch seiner Reste nach Süden zum Indischen Ozean. Die miocäne Korallenfauna ging dabei zu Grunde und nur jene zwei oben genannten Arten wurden, vielleicht in einer schützenden Bucht eingeschlossen, in das Quartär hinüber gerettet.

Zu der in der Tabelle sub No. 4 aufgeführten *Alveopora daedalea* Forsk. mag noch bemerkt werden, daß es die gleiche Art ist, welche O. Fraas als *Poraraea fenestrata* E. H. erwähnt[1]). Unter No. 32 habe ich *Goniastraea halicora* Klunz. mit in die Liste aufgenommen, da es wohl nicht zweifelhaft sein konnte, daß die Art, selbst wenn das mir vorliegende Exemplar trotz seines abweichenden Erhaltungszustandes aus dem ägyptischen Miocän stammen sollte, dann auch in den diluvialen Riffen vorkommt, da sie sich jetzt noch lebend im Roten Meer findet. Tatsächlich wird auch die Art in der neuesten Arbeit von Barron und Hume aus den jungen Strandbildungen bei Kosseir angeführt. Ich gebe nun eine spezielle Beschreibung einiger neuer oder ungenügend bekannter Arten dieser Fauna.

Coscinaraea monile Forskål sp.

1775. *Madrepora monile* Forskål, Descript. animal., quae in it in. orient. observ. S. 188.

[1]) O. Fraas, Geologisches aus dem Orient, a. a. O. S. 333.

1809. *Meandrina* cf. *labyrinthica* SAVIGNY, Descript. de l'Egypte Polyp. 1. éd., S. 234, Pl. V, Fig. 4, 2. éd., 23. S. 57.
1834. *Astraea Maeandrina* EHRENBERG, Korall. des Roth. Meer., S. 98.
1848. *Coscinaraea Bottae* M. EDWARDS et J. HAIME, Ann. d. sc. nat. 3, ser. 9. Pl. V, Fig. 2, 16. S. 49.
1860. — *meandrina* M. EDWARDS Hist. nat. 3. S. 204.
1879. — *monile* KLUNZINGER, Korallthiere des Roth. Meer. 3. S. 79, Taf. IX, Fig. 4, Taf. 10, Fig. 17.

Von dieser Art liegt mir nur eine, aber nahezu vollständige Kolonie vor. Sie stellt eine große, mäßig gewölbte Knolle von rundlichem Umriß dar, welche mit einem kurzen Strunk aufgewachsen war. Abgesehen von diesem Strunk ist die Unterseite leicht konkav. Der Durchmesser dieser Kolonie beträgt 170 mm, die Höhe (mit dem Strunk) 55 mm. An dem stellenweis frei plattenförmig vorgewachsenen Rande stehen die Kelche gern in konzentrischen, dem Rande parallel laufenden Reihen. Die Oberseite hat durch Abrollung und Verwitterung stark gelitten und sind daher die Kelche viel seichter, die sie trennenden Rücken viel niedriger geworden. Die poröse Struktur der Septen ist ausgezeichnet zu erkennen. Im übrigen vergl. man die Beschreibungen dieser Art bei M. EDWARDS und KLUNZINGER.

Das subfossile Vorkommen dieser Koralle hat schon FORSKAL beobachtet. Sie lebt noch im Roten Meer, ist aber nicht häufig. Das vorliegende Stück befindet sich im Kgl. Museum f. Naturk. in Berlin.

Mussa cf. *rudis* M. EDW. et. J. H.

1857. *Mussa rudis* M. EDWARDS, Hist. nat. 2. S. 380, Pl. D 8, Fig. 4.

Eine mir aus dem Wadi Jarath el Hashubi (Süd-Sinai) wohl aus jüngerem Riffkalk vorliegende *Mussa* (Coll. Geol. Surv. Egypt No. 3487) scheint zu *Mussa rudis* gerechnet werden zu können. Doch ist die Bestimmung nicht sicher, da einesteils die — wie es scheint — einzige existierende Abbildung, welche M. EDWARDS[1]) von der genannten Art gibt, durchaus ungenügend ist, anderenteils kein intakter Kelch erhalten ist, sodaß weder die Beschaffenheit des oberen Septalrandes, noch der Grad der Überragung der Septen im Bezug auf den Kelchrand ermittelt werden konnte. Das Stück stellt das Fragment einer großen Kolonie dar. Es ist 110 mm hoch und besitzt bis 85 mm Durchmesser. Auf der Oberfläche erblickt man die Durchschnitte von 4 vollständigen Kelchen und an ihren Rändern bez. den Seitenflächen des Stückes eine weitere Anzahl längs durchgebrochener Polyparien. Die Kelche besitzen unregelmäßige, leicht verzogene Umrisse, doch scheinen höchstens 2 zu einer

[1]) a. a. O.

Reihe zu verschmelzen. Im allgemeinen trennen sie sich nach der Teilung rasch und steigen, ziemlich dicht aneinander gedrängt und sehr wenig divergierend, ziemlich vertikal empor. Die unregelmäßig verzogenen Kelche werden bis 30 mm lang. In einem isolierten Kelch — 26 mm lang und 21 mm breit — zählte ich ca. 60 Septen, also 4 vollständige und einen 5. unvollständigen Cyklus. Die Septen sind wenig ungleich, ihre innere Hälfte verdünnt sich beträchtlich, während viele von ihnen in ihrem äußeren Teil die Stärke von 1 mm erreichen. Die meisten Septen reichen bis zu der wohlentwickelten spongiösen Columella. Die kräftige Außenwand erscheint mit 1 mm breiten, ziemlich flachen und unter sich fast gleichen Rippen bedeckt, auf denen sich zahlreiche, doch immerhin auf jeder einzelnen Rippe ziemlich weitläufig angeordnete, nach aufwärts gerichtete Spitzen erheben. Durch Verwitterung und Sandschliff haben sie zweifellos an Höhe und Schärfe eingebüßt.

Plerastraea Savignyi M. EDW. et J. H.

1848. *Synastraea Savignyi* M. EDWARDS et J. HAIME, Ann. des sc. nat. 3. ser., **10**. Pl. IX, Fig. 12.
1850. *Clausastraea Savignyi* M. EDWARDS et J. HAIME, a. a. O. **12**. S. 159.
1857. *Plerastraea Savignyi* M. EDWARDS, Hist. nat. **2**. S. 558.

Das eine der beiden untersuchten Exemplare, von der Westküste des Golfes von Suēs stammend, ist das Fragment einer sehr großen Kolonie: obwohl seine sämtlichen Seiten- sowie seine Unterfläche nur Bruchflächen sind, besitzt es doch eine Länge von 130 mm, eine Breite von 70 mm und eine Höhe von 50—70 mm. Mit der Beschreibung und Abbildung, welche M. EDWARDS[1]) von dieser Art gibt, stimmt es im allgemeinen gut überein. Über die Gestalt des Polypars und die starke Epithekbekleidung ließ sich aus dem oben angeführten Grunde kein Vergleich anstellen. Die Kelche sind 11—14 mm groß; sie sind wenig oder doch nur mäßig vertieft. Die Zahl der Septen beträgt 24; sie stehen sehr weitläufig und gehen von einem Kelch ununterbrochen in den andern über. Auf ihren Seitenflächen tragen sie ziemlich grobe, weitläufig stehende Körnchen. Im Zentrum der Kelche findet sich eine spongiöse, oben gekörnte Columella. M. EDWARDS nennt dieselbe: „papilleuse, représentée par des pointes du bord interne des cloisons.“ Genauer ausgedrückt entsteht dieselbe dadurch, daß die Septen sich an ihrem Innenrand in einzelne schräg nach aufwärts gerichtete Bälkchen auflösen, welche miteinander in unregelmäßige

[1]) a. a. O.

Verbindung treten. In den Interseptalkammern finden sich zahlreiche Traversen von sehr ansehnlicher Größe; sie stehen 1—1,5 mm voneinander ab. Die Mauer bleibt sehr unvollständig und wird nur durch kurze, tangential und vertikal verlaufende Lamellen, welche die mittelsten Partieen der Septocostalradien verbinden, dargestellt. Wäre sie überall so vollständig wie in der linken Kelchgrenze auf der oben cit. Abbildung bei M. Edwards, so müßte sie auch auf der Querfläche, namentlich wenn die Oberfläche abgewittert ist, deutlich sichtbar sein. Dies ist aber nicht der Fall, wie schon M. Edwards angibt: „Les murailles, dont on ne voit pas de traces à la surface du polypier" . . . .

Auch ein 2. Exemplar, welches sich in der Coll. Geol. Surv. of Egypt befindet und aus dem Wadi Jeran am Westabhang des Sinai stammt, ist dieser Art zuzurechnen. Es ist nur als Negativ, als ein sehr scharfer Abdruck der Oberfläche erhalten. Man erkennt, daß der Oberrand der Septen in rel. große, spitze, weitläufig stehende Zähne von dreiseitigem Umriß zerschnitten war. Nach dieser Art der Septalrandbeschaffenheit würde die Gattung wahrscheinlich zu den Lithophylliaceen zu stellen sein.

Bezüglich des Vorkommens gibt M. Edwards an: „Fossile des dépôts récentes des bords de la mer Rouge." Lebend scheint diese Form nicht mehr im Roten Meer vorzukommen und macht überhaupt einen altertümlichen, an die mesozoischen Confusastraeen erinnernden Eindruck. M. Edwards führt noch 2 weitere Arten von Plerastraea an, von denen sich die eine im Jura, die andere im Eocän findet.

Orbicella Lyonsi n. sp.

Taf. X, Fig. 4. 5.

Die Kolonien dieser Art bildeten knollen- oder kopfförmige Massen und erreichten sehr beträchtliche Dimensionen. Das größte der mir vorliegenden Exemplare besitzt einen Durchmesser von 20 cm und eine Höhe von 11 cm, dabei sind aber seine sämtlichen Seitenflächen sowie die Unterfläche nur Bruchflächen. Die Oberfläche gewährt ein sehr verschiedenes Bild. Es ist dies besonders auf zwei Umstände zurückzuführen: 1. Auf den Erhaltungszustand, 2. auf eine gewisse Variabilität der Art selbst. Was den ersten Punkt anlangt, so ist die Oberfläche der Stücke durch Sandschliff, Umkristallisierung oder Verwitterung mannigfaltig verändert worden. Die Kelchgruben sind zuweilen ihrer Septen beraubt und erscheinen nur noch als lange, den Stock durchziehende Röhren. An einem anderen Stück scheinen die

Septen stellenweis durch eine gleichzeitig mit der Umkristallisierung des Skelets stattgefundene Inkrustation verdickt. Die Variabilität der Art besteht darin, daß zwar in der Regel — wie es für Orbicella typisch ist — die Septen sich als Rippen über den Kelchrand in die intercalycinalen Furchen hinein verlängern, bis sie mit denen der Nachbarkelche winklig zusammenstoßen, daß aber in anderen Fällen die Rippen kurz bleiben und diejenigen der Nachbarkelche nicht erreichen. Die Verbindung der Polyparien erfolgt dann nur durch ein blasiges Exothecalgewebe. Zuweilen wird ein Übergang zwischen beiden Ausbildungsweisen dadurch hergestellt, daß sich in der Richtung der kurzen Rippen, also gleichsam ihre Verlängerung darstellend, isolierte Trabekelpfeiler finden, welche dann eine oder mehrere Etagen der Exothecallamellen durchsetzen. Sie erheben sich nahezu senkrecht, jedoch etwas gegen die ideelle Mittelebene des intercalycinalen Raumes geneigt. Wie man an einigen Spuren sieht, waren die Rippen grob gekörnt. Es mag ferner gleich hier erwähnt sein, daß auch bei dieser Art, wie so häufig bei den Kolonien der Anthozoen, das vertikal gerichtete Wachstum nicht gleichmäßig erfolgte, sondern durch Ruhepausen unterbrochen wurde. Während dieser bildete sich eine dichtere Oberfläche und auf dieser wohlentwickelte Rippen. Daher sind letztere auf solchen deutlicher als auf den die Kolonie an beliebigen Stellen durchsetzenden Querbrüchen oder da wo die ursprüngliche Oberfläche durch Verwitterung oder Sandschliff zerstört worden ist. An solchen Flächen erscheinen die Rippen meist kurz und die Verbindung ihrer Enden bez. der Polyparien wird durch ein Exothecalgewebe bewirkt.

Die Kelche stehen nicht besonders gedrängt. Sie sind meist von ziemlich regelmäßiger, kreisrunder Form, doch kommen auch breitelliptische Umrisse vor. Der Durchmesser der Kelchöffnungen beträgt — abgesehen von den jungen Kelchen — meist 3,5—5 mm. Der Kelchrand ist niemals völlig intakt erhalten; er ragte wohl 1—2 mm empor. Die Entfernung der Kelchzentren beträgt 6—8 mm. Die Zahl der Septen ist 18—24; nur in einem einzigen auffallend großen Kelche (5 mm breit und 6 mm lang) zählte ich 28. Häufig treten die 6 Primärsepten durch größere Dicke hervor, doch kommen ihnen die des 2. Cyklus oft nahezu gleich und reichen ebenfalls bis an die gut entwickelte, spongiöse Columella. Unmittelbar vor letzterer tragen die Ränder der Septen einen kräftigeren, emporstehenden Zahn. Über die Ausbildung der Rippen, der Exothek und die Beschaffenheit der intercalycinalen Furchen vergl. oben.

Ich widme die Art Mr. Lyons, dem verdienstvollen Direktor

des Survey Department of Egypt!

Die nächst verwandten Arten sind *Orbicella laxa* KLUNZ., welche im Roten Meer lebt und *Orb. Defrancei* E. H. aus dem Miocän von Frankreich und Österreich-Ungarn. Beide unterscheiden sich u. a. durch einen mehr oder weniger vollständig entwickelten 4. Septalcyklus.

Fundorte: Westküste des Golfes von Suës, Wadi Gharib, zwischen Nebk und Sherm am Sinai. (Coll. Geol. Surv. Egypt und Mus. f. Naturk. in Berlin.)

Orbicella annularis DANA (ELL. et SOL. sp.).

1786. *Madrepora annularis*, ELLIS et SOLANDER, Zooph. S. 169, Pl. 53, Fig. 1, 2.
1821. *Astrea annularis* LAMOUROUX, Expos. méthod. des Polyp., S. 58, Tab. 53, Fig. 1, 2.
1834. *Explanaria annularis* EHRENBERG, Korall. d. Roth. Meeres, S. 308 (84).
1846. *Orbicella annularis* DANA, Zoophytes, S. 214, Pl. X, Fig. 6.
1880. — — AGASSIZ, Rep. on the Florida Reefs, Pl. IV, Fig. 1—10.
1901. *Orbicella annularis* VERRILL, Variat. and Nomenclat. of Bermudian, West-Indian and Brazil. Reef Corals S. 94, Pl. XV, Fig. 1. (Mit vollst. Synonymie-Reg.).

Das vorliegende Exemplar ist ein kleines Fragment einer ursprünglich wohl knollenförmigen Kolonie. Die Polyparien sind lang röhrenförmig und stehen dicht gedrängt. Sie werden durch kurze Rippen und ein kleinblasiges Exothekalgewebe miteinander verbunden. Auf der Oberfläche sind die Kelche von ziemlich regelmäßigem, kreisrundem Umriß und besitzen einen Durchmesser von 2—3 mm. Der Kelchrand ragt nur wenig hervor, ist aber ziemlich scharf. Die Zahl der Septen beträgt 24; 6 von ihnen sind stärker entwickelt und verbinden sich mit der schwach ausgebildeten Columella. Zwischen ihnen liegen je 3 Septen, von denen diejenigen des zweiten Cyklus wiederum die des dritten beträchtlich an Länge übertreffen. Über den Kelchrand setzen sie sich als Rippen fort, doch bleiben diese kurz und stoßen nicht immer mit denen der Nachbarkelche zusammen. Dies tritt auch auf der Figur bei AGASSIZ[1]) deutlich hervor. In dieser Beziehung zeigt die Art daher ein Hinüberneigen zur Gattung Cyphastraea. Sie zeigt übrigens nach verschiedenen Richtungen hin ziemliche Schwankungen, so in Bezug auf die gegenseitige Entfernung der Kelche, das Hervorragen ihrer Ränder, ihren Durchmesser etc.[2]). Die Kelchgröße, welche weder LAMOUROUX noch M. EDWARDS erwähnen, gibt EHRENBERG zu 1 Linie,

[1]) Report on the Florida Reefs. Pl. IV, f. 2.
[2]) Vergl. VERRILL. Bermudian and West Indian Reef Corals S. 96.

Dana zu 1,5 Linie an, also reichlich 2—3 mm. Ziemlich übereinstimmend werden die Kelche auf der Abbildung bei Lamouroux bis 3,5 mm groß. Bei einem Exemplar im zoolog. Museum in Leipzig sind sie 2—2,5 mm groß, ebenso bei dem von Agassiz abgebildeten Stück. Gegenwärtig scheint die Art im Roten Meere nicht mehr vorzukommen, sie findet sich aber im westlichen Atlantischen Ozean bei den Westindischen Inseln, in den Florida Reefs, bei den Bermudas und Bahamas. Von Weerth[1]) wird eine Koralle aus einem wahrscheinlich altpleistocänen Schichtenkomplex von Dunga auf Zanzibar als *Orbicella annularis?* angeführt.

Cyphastraea intermedia n. sp.

Taf. X, Fig. 1. 1a.

Die vorliegenden Exemplare sind Fragmente größerer, ursprünglich wohl knollenförmiger Kolonien. Die Oberfläche zeigt bei dem einen einige unregelmäßige, flache Höcker. Die Polyparien sind röhrenförmig und stehen bald mehr bald minder dicht gedrängt, oft berühren sie sich mit ihren Wandungen oder es werden letztere durch eine ganz schmale Zone sehr kleinzelliger Exothek verbunden. Diese scheint stellenweis kompakt zu werden. In anderen Fällen wird die Entfernung der Kelche etwas größer und es bilden sich kurze Rippen, die zuweilen wie bei Orbicella mit denen der Nachbarkelche zusammenstoßen. Die Kelche haben rundlichen Umriß, ihr Durchmesser beträgt 2—3 mm. Ihre Ränder sind dünn und scharf und sie werden durch schmale aber ehemals wohl relativ ziemlich tiefe Furchen getrennt. Die Erhebung der Ränder über die gemeinsame Oberfläche läßt sich wegen der Abreibung letzterer nicht genau feststellen, sie dürfte 0,5—1,5 mm betragen. Die Zahl der Septen beträgt 24; die 6 primären sind am stärksten und längsten und reichen bis dicht an die Columella. Zwischen ihnen liegen je 3 kürzere, von denen wiederum das mittelste die beiden seitlichen an Länge und Stärke übertrifft. Die Columella ist meist wohl entwickelt und stellt einen komprimierten Griffel dar, welcher sich gern zu einer kurzen Lamelle verlängert. Da sie in letzterem Falle an ihrem Oberrand zuweilen 2—3 Körnchen erkennen läßt, kann man annehmen, daß sie durch Verschmelzung einer entsprechenden Anzahl einzelner Trabekeln entstanden ist. In den Interseptalkammern finden sich in mäßiger Anzahl Traversen.

Die im vorstehenden beschriebene Koralle nimmt eine Mittelstellung zwischen den Gattungen *Leptastraea*, *Orbicella* und

[1]) Zur Kenntnis der jüngeren Ablagerungen im tropischen Ost-Afrika. Diese Zeitschr. 53. 1901, S. 300.

Cyphastraea ein, auf welches Verhältnis der gewählte Speziesname hindeuten soll. Die gedrängte Stellung der Kelche und das stellenweise Kompaktwerden der Exothek stimmt mit Leptastraea, die vorwiegende Verbindung der Polyparien durch eine allerdings äußerst spärliche, kleinzellige Exothek mit *Cyphastraea* überein. Das immerhin nicht seltene Zusammenstoßen der Rippenenden erinnert an Orbicella. Die kompakte Columella gleicht in ihrer Entwickelung derjenigen von *Leptastraea transversa*. Von den im Roten Meer lebenden *Cyphastraea*-Arten unterscheidet sich *C. intermedia* namentlich durch die letztgenannte Eigenschaft. Ich glaube, sie aber doch der Gattung *Cyphastraea* zuweisen zu dürfen, da ja auch bei den äußerst nahe verwandten Gattungen *Leptastraea* und *Orbicella* Schwankungen in Bezug auf die Entwicklung der Columella vorkommen.

Fundort: Westküste des Golfes von Suës. Zu der gleichen Art dürfte eine ungenügend erhaltene *Cyphastraea* der Coll. Geol. Survey of Egypt (No. 5547b) gehören, welche westlich des Gebel Esh gefunden wurde.

Favia minor n. f.

Taf. X, Fig. 6.

Die Kolonien dieser Koralle erreichen sehr beträchtliche Dimensionen: das größte Fragment besitzt eine Höhe von 145 mm bei einer Breite von 90 mm. Die Oberfläche ist schwach konvex, stellenweise mit unregelmäßigen Absätzen. Die Kelche stehen gedrängt und sind von ziemlich regelmäßigem Umriß, rundlich oder breitoval oder leicht verzogen, niemals werden sie indeß gyrös oder stark kompreß. Ihr Durchmesser beträgt 5—7 mm, selten bis 8 mm. Sie werden durch schmale und rel. tiefe Furchen getrennt. Die Oberfläche der Stöcke hat bei allen Exemplaren durch Verwitterung ziemlich gelitten, doch kann man konstatieren, daß der Kelchrand scharf war und von den Septen überragt wurde. Die Kelche erheben sich ziemlich steil über die Oberfläche und ragen etwa 2—3 mm empor. Es sind 3 meist vollständige und Anfänge eines 4. Cyklus vorhanden. (21—31 Septen.) Die größeren Septen verflechten sich in der Kelchmitte mit einer mehr oder weniger entwickelten, lockeren Columella. Der obere Septalrand ist nirgends intakt erhalten. Die Interseptalquerblättchen sind sehr zahlreich. Die Rippen stoßen in den intercalycinalen Furchen entweder mit denen der Nachbarkelche winklig zusammen oder bilden zugleich deren direkte Fortsetzung, sodaß konfluente Septocostalradien entstehen. Die Verbindung der Polyparien geschieht durch die Rippen und reichlich entwickelte Exothecallamellen, welche sich

horizontal ausspannen, sodaß die Kelchzwischenräume auf Längsbrüchen ein leiterartiges Ansehen gewähren. Auf der Höhe eines Zentimeters zählt man ihrer 10—12.

Die vorliegende Koralle stimmt mit keiner der schon beschriebenen *Favia*-Arten völlig überein. Die nächstverwandten Arten sind die im Roten Meer lebenden *Favia Ehrenbergi* KLUNZ.[1]) und *F. Geoffroyi* E. H. (Valenc. sp.)[2]) Von diesen unterscheidet sich *F. minor* durch beträchtlich kleinere und regelmäßiger gestaltete Kelche mit geringerer Septenzahl. Doch könnte sie immerhin nur eine Varietät einer dieser Arten darstellen. *F. Ehrenbergi* neigt überhaupt sehr zur Variabilität und von *F. Geoffroyi* hält es KLUNZINGER für nicht ausgeschlossen, daß sie mit ersterer zu vereinigen ist. Ich bezeichne sie daher als *Favia minor*, da sich dieser Name auch zur Bezeichnung einer Varietät gut eignen würde. Infolge der Kelchumrisse, welche viel regelmäßiger gestaltet sind, als man sie sonst durchschnittlich bei Favien antrifft, war ich einige Zeit im Zweifel, ob nicht eine Orbicella vorläge. Es mag daher daran erinnert werden, daß die Kolonien von *Favia lobata* E. H. an ihren Seitenflächen einen durchaus orbicella-artigen Habitus annehmen können. KLUNZINGER gibt bezüglich derselben an: „Diese Art mit ihren kleinen meist runden Kelchen hat fast mehr das Aussehen einer Orbicella als einer Favia . . . . . . aber man sieht nirgends extracalycinale Knospung, sondern deutliche Theilung . . . . . . während an anderen, besonders an den Seitenflächen der Kolonie, alle Kelche kreisrund sind.“ Auch die sehr häufig von einem Kelch direkt zum andern fortsetzenden Septocostalradien sprechen mehr für eine Favia als für eine Orbicella. Außerdem wurde wenigstens an einer Stelle eine Kelchteilung beobachtet.

Fundort: Wedge Hill ö. Gebel Dara.-Museum f. Naturk. in Berlin, leg. SCHWEINFURTH.

Stylophora cf. *elongata* LAM.

1816. *Porites elongata* LAMARCK, Hist. des anim. s. vert. 2. S. 270.
1846. *Sideropora elongata* DANA, Zoophytes, S. 516.
1857. *Stylophora digitata* p.p. M. EDWARDS, Hist. nat. 2. S. 135.
1879. — *elongata* KLUNZINGER, Korallthiere d. Rothen Meeres 2. S. 64.

Das vorliegende Exemplar ist 100 mm hoch und vor Gabelungsstellen bis 25 mm breit. Die Kelche stehen ziemlich gedrängt, ihr Durchmesser beträgt im Mittel kaum 1 mm. Öfters stehen sie in schrägen Quer-, seltener in Längs-Reihen. In solchen Reihen kommen auf 5 mm meist 4, seltener 5 Kelche.

---

[1]) Korallthiere des Rothen Meeres 3. S. 29. t. III f. 5, 7, 8. t. X f. 1.
[2]) M. EDWARDS: Hist. nat. 2. S. 438. KLUNZINGER, a. a. O. 3. S. 30.

Bei beliebig gehaltenem Maßstab findet man auf 5 mm nur 3—4 Kelche. Die Kelchwandungen sind ganz schwach erhaben. In der Mitte zwischen den einzelnen Polyparien erhebt sich das Coenenchym zu ganz feinen Leistchen, welche ein polygonales Maschenwerk bilden; im übrigen ist die Oberfläche gekörnt. Die Zahl der Septen ist in der Regel 6, doch zählt man in einzelnen Kelchen, welche sich auch durch beträchtlichere Größe auszeichnen (bis 1,5 mm) deren bis 10. Die Columella ist ein wohlentwickelter Griffel.

Im Habitus gleicht dieses Exemplar am meisten der *Stylophora elongata* Lam., im Bezug auf die Kelche stimmt es besser mit *Styl. pistillata*. Die Entscheidung wird um so schwieriger, als einesteils die Oberfläche des Stückes durch Sand leicht geglättet ist und anderenteils von M. Edwards *Styl. elongata* mit *Styl. digitata* vereinigt wird, während von Klunzinger beide Arten getrennt gehalten werden. Ferner soll nach Klunzinger *Styl. elongata* zwischen *Styl. digitata* und *Styl. pistillata* in der Mitte stehen. Bei so schwieriger Artabgrenzung ist die Bestimmung eines einzelnen Zweiges aus dieser Stylophora-Gruppe nicht wohl ausführbar. Auf das Vorhandensein des erwähnten polygonalen Leistennetzes auf dem intercalycinalen Coenenchym ist meines Erachtens bei der Bestimmung nicht viel Gewicht zu legen, da ein solches gelegentlich auch bei anderen Arten, z. B. bei *Styl. subseriata* beobachtet wird.

Das Stück stammt aus einem jungfossilen Riff an der Westküste des Golfes von Suēs und befindet sich in der Samml. des Verf. Da die im Berliner Museum befindlichen Exemplare von *Styl. elongata* nach Klunzingers Angabe von Lepsius am Gebel e-Sēt bei „Gimseh“ (= Gemsah) gesammelt worden sind, sind sie vielleicht ebenfalls jungfossil.

4. Der Umwandlungsprozeß der Riffkalke.

Aus den Strukturverhältnissen, welche man an den Korallen und Kalken im Dünnschliff u. d. M. wahrnimmt, ergibt sich, daß sie einem mehr oder minder fortgeschrittenem Umwandlungsprozeß unterworfen waren. Das Korallenskelet hatte in allen Fällen seine ehemalige Faserstruktur verloren und ein kristallinisch-körniges Gefüge angenommen. Die übrigen in dem Riffkalk eingeschlossenen organischen Reste und Fragmente solcher hatten in manchen Fällen ihre Struktur bewahrt, sodaß man z. B. die Poren in den Gehäusen der Foraminiferen, die Fasern in den Schalenfragmenten der Mollusken etc. wahrnehmen konnte. In andern Fällen dagegen war ein Rest nach dem andern unkenntlich geworden, das Gestein hatte ein durchaus kristallinisches

Gefüge angenommen und war von zahlreichen, kleinen, unregelmäßigen Hohlräumen und neugebildeten calcitischen Aggregaten erfüllt. Am längsten sich kenntlich erhaltend waren mir die Fragmente der Lithothamnien erschienen. Mit dieser Umwandlung in der Struktur und dem Gefüge der Kalke und kalkigen Tierskelete hat nun in manchen Fällen auch eine wesentliche chemische Umwandlung stattgefunden. Spätere Untersuchungen müssen zeigen, wie weit dieselbe verbreitet ist. Sie scheint sich in den Küstengebieten des Roten Meeres hauptsächlich in zweierlei Arten zu äußern: 1. in einer Vergypsung, 2. in einer Dolomitisierung der Kalke. Der Vergypsungsprozeß ist von BARRON und HUME besprochen worden,[1] so mögen hier nur noch einige Bemerkungen über den Dolomitisierungsprozeß folgen.

Bereits bei äußerlicher Betrachtung erinnerte das einem älteren fossilen Riffmantel angehörende Gestein der sich bis zu 240 m üb. d. Meeresspiegel erhebenden Gipfelpartie des Gebel Hammâm Mûsa bei Tôr J. WALTHER an gewisse Dolomite der Zechsteinformation. Eine Analyse des Gesteins, dessen sp. Gewicht zu 2,773 gefunden wurde, ergab die sub A, eine Analyse einer in einem benachbarten Hügel eingeschlossenen Schale einer Tridacna mit dem sp. Gewicht von 2,775 die sub B mitgeteilte Zusammensetzung.[2])

	A.	B.
SiO_2	6,88	0,56
Al_2O_3	6,43	1,50
Fe_2O_3	1,45	0,33
CaO	26,83	30,44
MgO	15,35	19,92
K_2O	0,32	0,18
Na_2O	0,48	0,32
CO_2	37,89	45,84
H_2O	4,33	1,35
	99,96	100,44.

Das Riffgestein enthält also 80,07 Teile Karbonat mit 60% $CaCO_3$ und 40% $MgCO_3$, die Tridacna 96,18 Teile Karbonat mit 56,6% $CaCO_3$ und 43,4% $MgCO_3$, nähert sich somit noch mehr als der umschließende Kalk dem normalen Dolomit. Letzterer Umstand ist um so auffälliger, als z. B. LIEBE bei chemischen Untersuchungen von Zechsteinkalken und -Dolomiten und den in ihnen eingeschlossenen Mollusken in den Schalen

[1]) a. a. O. S. 192—197.

[2]) WALTHER, Korallenriffe der Sinaihalbinsel a. a. O. S. 488 u. 491.

letzterer viel weniger Magnesia fand, als im Gestein selbst. Die Schalen enthielten nur äußerst geringe Mengen von Magnesia, welche LIEBE obendrein auf anhaftende Gesteinspartikel zurückzuführen geneigt ist, sodaß er seinerseits die Schalen geradezu für magnesiafrei erklärt.[1])

Da zum Vergleich eine Analyse von einem alten Riffkalk von der ägyptischen Seite des Roten Meeres von großem Interesse sein mußte, so hatte auf eine diesbezügliche Bitte hin Herr Hofrat Dr. GUTHZEIT die große Freundlichkeit, eine solche in der analytischen Abteilung des chemischen Laboratoriums der hiesigen Universität vornehmen zu lassen. Ich spreche dafür auch hier ihm und Herrn cand. chem. WALTER SCHÄFER, welcher mit der Ausführung betraut wurde, meinen herzlichsten Dank aus. Ich wählte zur Untersuchung einen von SCHWEINFURTH am Wedge Hill gesammelten Korallenstock, eine *Orbicella Lyonsi* n. sp. Der Gipfel des genannten Berges (vergl. Textfig. 6) erhebt sich bis 366 m (1200′ engl.) über den Spiegel des Roten Meeres. Die Analyse lieferte folgende Werte:

CaO	=	30,70 %
MgO	=	21,01 „
R_2O_3	=	0,73 „
CO_2	=	44,42 „
SO_3	=	2,40 „
SiO_2	=	0,98 „
		100,24 %

Die 3. Gruppe, als R_2O_3 bezeichnet, bestand im wesentlichen aus Eisen, daneben waren noch Spuren von Al_2O_3 zu bemerken.

Die obigen Zahlen sprechen für folgende Zusammensetzung der Koralle:

$Ca\,CO_3$	=	51,78 %
$Mg\,CO_3$	=	41,52
$Ca\,SO_4$	=	4,08
$Mg\,O$	=	1,15
$Si\,O_2$	=	0,98
$Fe + Al_2O_3$	=	0,73
		100,24 %

Die Koralle enthält also 93,30 Teile Karbonat mit 55,5 % $Ca\,CO_3$ und 45,5 % $Mg\,CO_3$, kommt also vollkommen einem normalen Dolomit gleich. Auffallend ist die ganz außerordentliche

[1]) LIEBE, Der Zechstein des Fürstenthums Reuß-Gera. Diese Zeitschr. 7. 1855, S. 482.

Übereinstimmung der Zusammensetzung dieser Koralle mit der oben angeführten jener Tridacna aus dem Dolomit eines Vorberges des Gebel Hammâm Mûsa. Bei der Tridacna fand sich etwas reichlicher Al_2O_3 (1,5%), dagegen nur höchst unbedeutende Mengen von Fe_2O_3. K_2O und Na_2O. Bei der Orbicella war Al_2O_3 nur in Spuren vorhanden, K und Na fehlten, dagegen waren Fe und SiO_2 etwas reichlicher vertreten. Diese Differenzen sind übrigens für die Erkenntnis des Vorganges der Dolomitisation vollkommen belanglos. Bemerkenswert ist dagegen die Differenz, daß unsere Orbicella 4,08% $CaSO_4$ enthält. Für die Entstehung desselben scheinen mir drei Möglichkeiten vorzuliegen. Vielleicht bildete er sich durch Einwirkung des Magnesiasulfats des Meerwassers auf das Calciumkarbonat des Korallenskelets, vielleicht durch Einwirkung von Schwefelwasserstoff auf letzteres, welcher bei Absterben des Riffes durch Verwesung der zahlreichen es bewohnenden Tiere entstand, oder schließlich ist auch die Möglichkeit nicht von der Hand zu weisen, daß das Riff während einer gewissen Phase seiner Hebung der Einwirkung einer schwefelwasserstoffhaltigen Quelle ausgesetzt war. Die konstatierte Dolomitisierung unserer Koralle vom Wedge Hill ist nun zweifellos auf die Einwirkung des magnesiahaltigen Meerwassers zurückzuführen. Zur besseren Veranschaulichung des Vorganges führe ich 3 Analysen von Meerwasser aus dem uns hier speziell interessierenden Roten Meere an.[1])

1000 Teile enthalten:	A.	B.	C.
Chlornatrium	28,9312	31,0944	30,30
Chlorkalium	0,4977	0,7369	2,88
Chlorrubidium	0,0185	0,0192	—
Chlormagnesium	3,3097	3,8904	4,04
Kalksulfat	1,4552	1,1791	1,79
Magnesiasulfat	2,3977	2,7612	2,74
Kalkkarbonat	0,0229	0,0076	--
Eisenkarbonat	0,0039	0,0038	—
Kalkphosphat	0,0045	0,0025	—
Brommagnesium	0,0557	0,0607	0,0575
Kieselsäure	0,0052	0,0032	Spur.
	36,7022	39,7590	41,8075

[1]) Entnommen aus ROTH, Chemische Geologie I. S. 529.

A. Wasser aus der Straße Bab-el Mandeb.

B. Aus der Mitte des Roten Meeres 22,1° N. Br. 37,70° Ö. L. GREENW.

C. Geschöpft bei Suez vor dem Durchstich des Isthmus.

Es erhellt aus diesen Analysen, daß das Wasser des Roten Meeres vor dem Durchstich des Isthmus bis 6,8375 Teile (aufs 1000) Magnesiasalze enthielt. Wenn wir auch nach alledem als den Urheber der Metamorphose das Meerwasser annehmen, so braucht diese doch nicht oder doch wenigstens nicht vollständig erfolgt zu sein, als das Riff noch im Wasser war. Zunächst mußte überhaupt erst ein Absterben des Riffes erfolgen. Dies konnte entweder dadurch geschehen, daß eine Senkung des Bodens stattfand, sodaß die Korallen in eine ihnen nicht mehr die Lebensbedingungen bietende Tiefe kamen, oder indem das Riff durch eine Hebung aufs Trockne gesetzt wurde. Die Dolomitisierung konnte indes im letzteren Falle noch fortdauern, indem 1. bei jedem Sturm die höhere Brandung noch über das Riff wegging und 2. auch sonst der Wind den in der normalen Brandung entstehenden Wasserstaub auf das Riff trug. Da die Strandverschiebung jedenfalls eine sehr langsame war, so können immerhin — nicht im geologischen Sinne sondern absolut genommen — ganz beträchtliche Zeiträume verstrichen sein, in welchen das Riff den Einwirkungen des Meerwassers noch ausgesetzt war. Auch einen zeitweiligen Stillstand in einer solchen Position könnte man ja erforderlichen Falls annehmen. Spezieller über die Umsetzungsvorgänge selbst auszusprechen möchte ich um so weniger unternehmen, als die neueste physikalische Chemie viele unserer älteren Anschauungen umgestürzt oder doch beträchtlich modifiziert hat. Zudem liegen bei dem in Rede stehenden Dolomitisierungsprozesse die Verhältnisse ganz außerordentlich kompliziert, einesteils infolge der Anwesenheit einer größeren Zahl von Lösungsgenossen, anderenteils weil nach Absterben des Riffes durch Zersetzung der organischen Substanz der Korallenpolypen und der sonstigen im ausfüllenden Detritus enthaltenen Organismen, u. a. Kohlensäure und Schwefelwasserstoff entstanden, welche schon ihrerseits lösend und zersetzend auf das Korallenskelet einwirkten. Hierdurch erklärt es sich wohl auch, daß auch bei den Korallenfragmenten aus den jüngsten Riffbildungen die Faserstruktur der Skeletelemente verschwunden ist. Im ganzen genommen wird man der bereits von WALTHER[1]) ausgesprochenen Ansicht beistimmen können, daß die kohlensaure Magnesia auf diagenetischem Wege aus dem Meerwasser niedergeschlagen wurde, und daß es

[1]) Einleitung in die Geologie S. 708.

nicht fern liegt zu vermuten, daß auch hier ein durch Bakterien veranlaßter spezifischer Fäulnisprozeß die Bittererde aus den im Seewasser enthaltenen Magnesiasalzen zum Absatz gebracht bez. sie gegen einen Teil des Kalkkarbonates im Korallenskelet ausgewechselt habe.

Die auffallende Übereinstimmung der Analysen der mir vorliegenden Orbicella und der von Walther gesammelten Tridacna zeigt ferner, daß die skizzierten Umwandlungsvorgänge genau in gleicher Weise an den ägyptischen wie an den arabischen Ufern des altdiluvialen Roten Meeres stattfanden.

---

5. Formen, Alter und Ursprung des Kupferschiefererzes. — Zur Beurteilung der Mineralbildungen in Salzformationen.

Von Herrn FERD. HORNUNG in Leipzig-K. Z.

In einer vor Kurzem an dieser Stelle veröffentlichten Abhandlung scheint es als gesicherter Besitz der Wissenschaft angesehen zu werden, daß der Kupferschiefer seinen Metallgehalt durch Imprägnation aus Mineralquellen nach seiner Ablagerung empfangen habe.[1]) Hierdurch wird es notwendig, daß auch jene Tatsachen ein wenig in das Licht gerückt werden, welche jener Theorie widersprechen.

Das Kupferschieferflöz in seiner ganzen, gewaltigen Ausbreitung hat einen nicht nur quantitativ, sondern auch qualitativ sehr verschiedenen Metallgehalt. Hieraus würde folgen, daß — Mischungen in Grenzgebieten zugegeben — ziemlich viele, verschieden zusammengesetzte Metallquellen gesprudelt haben müssen. Ist es doch ohnehin nicht besonders wahrscheinlich, daß sich die Metalllösungen von wenigen oder gar von einem Punkte aus die vielen, vielen Meilen hin, wo überall das Flöz metallhaltig ist, verbreitet haben könnten. Das hätte seine hydraulischen Schwierigkeiten schon für eine regelrechte Röhrenleitung, geschweige für eine so dichte Gesteinsbildung, wie der Kupferschiefer eine ist. — Also Metallquellen und immer wieder Metallquellen; hier aus dem Rotliegenden, dort aus Kulm, Devon, Silur u. s. w. und das alles in einer bestimmten, keineswegs reichlich bemessenen Spanne Zeit: nämlich selbstverständlich nach Ablagerung des Kupferschiefers, aber vor der Ablagerung sehr wenig jüngerer Schichten. Denn anders wäre ja jenen Metallquellwässern mindestens an solchen Stellen, wo der Kupferschiefer fehlt, nichts weiter übrig geblieben, als wenigstens hier einmal ausnahmsweis jüngere Schichten zu imprägnieren, z. B. bei Lauterberg am Harze, wo das Flöz stellenweis nicht abgelagert zu sein scheint, oder lokal zwischen Cönnern und Sandersleben, wo es nachträglich verdrückt wurde.

---

[1]) W. SALOMON, Der Zechstein von Eberbach und die Entstehung der permischen Manganmulme. Diese Zeitschr. 55. 1903, S. 429.

Das geschah aber nie. Woraus zu schließen, daß die Metallquellen auch nicht jünger gewesen sein dürften als der Kupferschiefer und überall vollkommen versiecht sein müßten im selben Momente, wo es ihnen möglich gewesen wäre, jüngere Schichten zu imprägnieren. Also, eine große Zahl von Mineralquellen, beladen mit sehr verschiedenen Metallen in verschiedenstem gegenseitigen Prozentverhältnisse, hervorquellend aus liegenden Gesteinen von jederlei Art und Alter, genau während einer bestimmten, zweifellos sehr kurzen Zeit in Funktion; nämlich — man mag wollen oder nicht — während der Ablagerungszeit des Kupferschiefers selber! — Ist das denkbar?

Ferner ist es eine Eigentümlichkeit einzelner Kupferschieferreviere am Harze, daß sie außer der normalen Art des Erzvorkommens: als feinstaubige Einmengung im Gesteine, auch Erz in Form weit ausgedehnter, blech- bis dünnplattenförmiger, reiner Zwischenlagen führen — durchaus nicht zu verwechseln mit gelegentlichen, stets nur wenig tief in das Gestein vordringenden Aufblätterungen an Stellen starker Faltungen oder neben gangbildenden Schichtenbrüchen! Wie sollen diese Erzlagen wohl anders zu erklären sein als durch direkte Sedimentierung relativ reiner Schwefelmetallniederschläge, anders, denn als echte Zwischenlagerungen oder Partialflöze, allemal jünger als ihr Liegendes und älter als ihr Hangendes? Wie soll es denkbar sein, daß sich das fertige ebene Mergelschieferlager revierweis (!) gespalten und samt allem Hangenden parallel in die Höhe gehoben habe, um einer wässerigen Lösung den Raum zu ihrer Zersetzung zu gewähren? Und selbst wenn schon: warum dann immer bloß um Millimeter oder Millimeterbruchteile, statt auch einmal um ein oder ein paar Dezimeter, die doch im Verhältnis zur Flächenausdehnung des Phänomens noch gar keine Rolle gespielt hätten? — Also wiederum nichts wie Paradoxa, sobald wir bei den Metalllösungsquellen zu bleiben versuchen.

Im Harzer Kupferschiefer kommt das Erz nicht selten auch noch in einer dritten Form vor, neben beiden vorerwähnten mitunter, in Gestalt der sog. Hicken: das sind in der Regel kleine, rundliche Körner, unter Erbsengröße, mitunter auch flache Würstchen oder Wülste von ebenfalls bescheidenen Dimensionen. Auch diese Hicken können nur primäre Gebilde sein. Wären sie das nicht, wären sie etwa spätere Ausfüllungen vorhandengewesener Hohlräume oder etwa Pseudomorphosen, so wäre es schwer verständlich, weshalb sich in ihnen nicht eine Struktur, etwa ein zonaler oder radialer Aufbau der so verschiedenen Komponenten des Erzgemisches, aus welchem sie bestehen, zeigen sollte. Ebenso sollte man doch auch einmal Hicken finden, die

aus anderen Mineralien, als immer aus dem Erze bestehen; denn allenthalben ist der Erzreichtum des Flözes keineswegs so groß — wie ja gelegentliche Gangspaltenfüllungen deutlich genug zeigen —, daß nicht auch einmal eher Schwerspat, Kalkspat, Gips etc. solche hypothetischen Hickenräume, wenn es die gegeben hätte, gefüllt haben sollten, statt immer wieder nur Erz. — Also auch in diesem dritten Falle bringt die Annahme einer nachträglichen Metallimprägnation des Flözes keine Erklärung des Phänomens, sondern macht es unbegreiflich.

Übersichtlich, wie mir scheinen will, bis zur Selbstverständlichkeit, wird die gesamte Erscheinung des Kupferschiefers in allen ihren Einzelheiten und abwechslungsreichen lokalen Besonderheiten, sobald wir zunächst weniger den Kupferschiefer selber, als vielmehr die seiner Ablagerung vorausgegangenen geologischen Vorgänge ins Auge fassen, wie ich sie an anderer Stelle [1]) beschrieben und auch schon zur Erklärung der Kupferschieferbildung herangezogen habe [2]) Kurz zusammengefaßt waren das folgende Vorgänge.

Salzlaugen hoher Konzentration, wie sie aus der Verdampfung des Meerwassers stets hervorgehen, bewirkten, wie zu anderen früheren und späteren Perioden, so auch im uns interessierenden Falle nach erfolgter Ablagerung mindestens des allergrößten Teiles des Rotliegenden, aber vor Ablagerung der Zechsteinsedimente, eine tiefgreifende Umwandlung aller ihnen zugänglichen Gesteine. Als auffälligste Merkmale dieser Halurgometamorphose [3]) können eine starke, überall zu beobachtende Oxydationswirkung und die sehr oft zu beobachtende Abscheidung roten (also wasserfreien) Eisenoxydes gelten. — Jene Oxydationswirkung, die in letzter Linie auf in Lösung befindliche Eisenoxydsalze und den diese, wenn reduziert, ständig von neuem oxydierenden Luftsauerstoff zurückzuführen sein dürfte, ließ die Salzlaugen sich nach und nach mit allerlei Schwermetallen be-

[1]) F. Hornung, Die Regionalmetamorphose am Harze. Stuttgart, 1902.

[2]) Derselbe a. a. O. und Centralbl. f. Min. 1903, S. 358 u. ff.

[3]) Ich habe diese Bezeichnung einführen müssen, weil mit dem Worte „Regionalmetamorphose" vorzugsweis geodynamische Vorstellungen verknüpft werden. Die Halurgometamorphose hat aber — abgesehen davon, daß ihr Agens, die Salzlaugen, nur durch Bewegungen der Erdoberfläche möglich werden, insofern letztere die Abschnürung von Meeresteilen bewirken, und abgesehen davon, daß ihr gelegentlich, wie z. B. lokal am Südostharze, auch einmal stark zusammengepreßte Gebirgsteile ebenso unterworfen waren, wie sonst meistenteils, auch am Harze, gewöhnlich beschaffene — nicht das Geringste mit dynamischen Vorgängen zu tun, sondern ist rein chemischer Natur.

laden, z. B. aus den Diabasen, denen ihre Schwefelmetalle oxydiert und weggelöst wurden, aus den krystallinischen Schiefergesteinen, wohl auch aus schon damals vorhandenen Erzgängen u. s. w.

In diese Salzlaugen nun, die wir uns vielleicht am zutreffendsten als nicht allenthalben zusammenhängende Sümpfe, Teiche und Tümpel vorzustellen haben, abseits vom Ozean, aber in negativer Meereshöhe gelegen, brach, wohl einfach durch Fortdauer des Niedersinkens ihres Verbreitungsgebietes, der Ozean ein unter Mitführung großer Mengen von Fischen und alles dessen, was auf dem durchbrochenen und überfluteten Terrain lag oder wuchs. Die nächste Folge hiervon war die Geröll- und Sandaufschüttung des Zechsteinkonglomerates oder des Weißliegenden, wo nicht, wie am Westharze, die Stromgeschwindigkeit nur hie und da ein paar vereinzelte Bänke ganz grober Gerölle oder überhaupt keine Ablagerung entstehen ließ — ein Bild eines Dammbruches mit westöstlicher Flutrichtung — worauf dann die Metallfällung durch die sich zersetzenden abgetöteten Organismen und die Ablagerung des Mergelschiefermaterials, beides im wesentlichen gleichzeitig, vor sich ging.

Wo durch die Strömung zunächst erst einmal anderwärts entstandene Schwefelmetallniederschläge hingeschwemmt wurden, da entstanden die „Sanderze" und die „Tressen" an der Sohle des Kupferschieferflözes. Wo während der Ablagerung des Mergelschiefermaterials aufs Neue, nicht selten wiederholt, solcher Schwefelmetallschlamm eingeschwemmt wurde, da entstanden die oben erwähnten dünnen, blechförmigen Zwischenlager relativ sehr reiner Schwefelmetalle. Wurden irgendwo die schon etwas zusammengeballten reinen Schwefelmetallniederschläge [1]) wieder aufgerührt, so bildeten sie z. T. Klumpen und zusammenhängende, zusammengerollte Fetzen, welche sich, eingebettet, zu den oben erwähnten „Hicken" verdichteten.

Im Übrigen ging die Erzfällung allenthalben ihren bestimmten Gang, sodaß der Erzgehalt des Kupferschiefers im allgemeinen von unten nach oben rasch abnehmen mußte, da der ein für allemal in den ursprünglichen Salzlaugen des Beckens gegebene Vorrat an Schwermetallen durch das Fällen immer geringer

[1]) Schwefelmetallniederschläge — man erinnere sich seiner Laboratoriumserfahrungen — sind oft schon nach dem Stehen während einer einzigen Nacht nur mit Mühe wieder in die Höhe zu bringen und so vollkommen wieder in der überstehenden Flüssigkeit zu verteilen, wie es ihre weitere Behandlung beim Analysieren wünschenswert macht. Sie bilden dann ein eigentümlich zusammenhangendes Sediment, welches den Eindruck eines verfilzten Lappens hervorruft.

wurde, und eben kein Nachquellen vermeintlicher Metallsprudel stattfand. — Die Durchlässigkeit oder Undurchlässigkeit des bekanntlich mancherlei lokale Verschiedenheiten zeigenden eigentlichen Flözsedimentes, oder hangenderer oder liegenderer Schichten scheint nirgends eine Rolle zu spielen; ebensowenig wurde der Metallgehalt des Schieferflözes durch dessen Bitumengehalt limitiert. Letzterer schwankt von 8 bis 30 Prozent, je nach den Revieren, was aber für den technischen Metallwert der Schiefer ganz gleichgiltig ist. Und Schiefer z. B. mit 30 Prozent Bitumen heute noch wären wohl sicher im Stande gewesen sich im Wege ihres Reduktionsvermögens mit etwas mehr Metall zu bereichern als den üblichen, eigentlich recht bescheidenen Prozenten, wenn ihnen jemals mehr Metall zur Verfügung gestellt gewesen wäre.

Daß in diesem primär mit Metallen ausgestatteten Flöze auf später entstandenen Spalten und an solchen entlang allerlei Mineralneubildungen, Anreicherungen, Vertaubungen etc. sekundär verliefen, bedarf in seiner Selbstverständlichkeit nur der Erwähnung, kaum der Erklärung, wenn man nur festhält, daß bei der verhältnismäßigen Schnelligkeit, in der das Flöz entstanden sein dürfte, in dessen Liegendem, dem Rotliegenden, oder in den spaltendurchzogenen, laugendurchtränkten älteren Gesteinen, zunächst wohl noch beträchtliche Mengen schwerer Laugen stagnierten, die nur allmählich zu verdrängen standen, hierbei aber in Berührung mit dem Kupferschiefer kamen, wo sie neuerdings als Lösungsmittel fungierten, das Bitumen aber das lokal Gelöste wieder reduzierte und niederschlug.

Wo dagegen weit und breit kein oder nur sehr wenig Metall im Kupferschiefer, in diesem Falle besser: im bituminösen Mergelschiefer vorhanden ist, wie z. B. schon am Westharze, besonders aber in England, wird die Annahme gelten dürfen, daß die auch dort in den Laugen vorhanden gewesenen Metalle, mehr oder weniger ausgefällt, gegen Osten hin weggespült seien, wo wir ja am Zechsteinkonglomerat, dem Weißliegenden, eine West-Ost-Strömung und außerdem die Anschwemmungen reiner Schwefelmetalle kennen gelernt haben.

Wenn hiernach also der Kupferschiefer so gar kein Beispiel für eine nachträgliche sekundäre, eng horizontweis verlaufene Erzimprägnation ist, so darf die Frage aufgeworfen werden, ob es in dieser Beziehung mit jenen permotriassischen Verhältnissen, die er exemplifizieren sollte, anders bestellt ist. Es liegt mir selbstverständlich sehr fern, Dinge, die ich nicht selber untersucht habe, auf Grund ihrer Beschreibung beurteilen zu wollen. Trotzdem sei auf ein paar Tatsachen verwiesen, vielleicht, daß

aus ihnen einiges Licht strömt, wo aus dem Kupferschiefer für den Gegenstand nichts zu erzielen stand.

Zunächst steht wohl fest, oberer Zechstein und Buntsandstein sind unsere Salzformationen κατ' ἐξοχήν.

In ihnen befinden sich unsere berühmtesten Salzvorräte, deren Ablagerung es natürlich mit sich brachte, daß zu bestimmten Zeiten große Mengen von allerlei Laugen vorhanden waren, z. T. Lösungen ausschließlich der allerhygroskopischsten Ozeansalze, die denn auch nirgends mehr zur Krystallisation gekommen sind, z. T. solche von weniger leicht löslichen Salzen — je nach den jeweiligen Umständen.

Mögen diese Laugen nun schließlich im ganzen wieder in den Ozean geflossen sein, oder, was in anderen Fällen das Wahrscheinlichere ist, zunächst im ein- und aufgewehten Wüstenstaub und Sand aufgestiegen sein: da waren sie damals unter allen Umständen. Und nichts ist daher natürlicher und selbstverständlicher, als daß die in jener Periode zur Ablagerung gekommenen Letten und Sande durchgängig das Merkmal der Laugenwirkung tragen: die grelle, bunte Färbung, die in der Oxydation, in der Bleichung normalerweise durch Kohleteilchen pigmentierter Sedimente und in der lokalen Abscheidung wasserfreien Eisenoxydes ihre Ursache hat.

Dieses zugebilligt, also einzig zugestanden, daß die betreffenden westdeutschen Schichten als Teile unseres deutschen Haupt-Salzgebirges entweder unter Mitwirkung von Salzlaugen erzeugt, oder nachträglich von Salzlaugen bearbeitet wurden, also entweder halurgogen oder halurgometamorph sind, bedürfen dann die von Herrn SALOMON[1]) wiedergegebenen, sehr interessanten Beobachtungen zu ihrer vollen Erklärung keiner Mineralquellen mehr; denn was dort letztere getan haben sollen, ist anderwärts auf das engste mit Salz und Salzlaugenarbeit verknüpft.

So ist Kieselsäure als Quarz in den Salzlagern selber keine Seltenheit[2]). In den halurgometamorphen Gebieten bei Stolberg am Harze füllt ein besonderer, auffällig weißer Quarz zahlreiche Gänge, entweder allein, oder als Ältestes. Ferner diente er zur nachträglichen Wiederverfestigung des bei der gleichen Gelegenheit zunächst gründlichst zersetzten Porphyrites, ferner zur Bildung von rotem Eisenkiesel im Porphyrit und im analog zersetzten resp. umgewandelten Melaphyr und Diabas; bettete die trüben Sandkörner mancher Rotliegenden-Sandsteine in klar durchsichtiges Bergkrystallmosaik; ließ die so sonderbaren

[1]) a. a. O.

[2]) C. OCHSENIUS, Die Bildung der Steinsalzlager. Halle 1877. S. 113.

konaxialen Nachwuchsformen selbst an den feinsten Quarzkörnchen und -splitterchen der dortigen halurgometamorphen Grauwacken und Tonschiefer entstehen etc. etc. — In Form von Chalcedon trifft man die Kieselsäure am „Klippchen“ in der Kleinen Krummschlacht bei Stolberg am Harze im halurgometamorphen Nebengesteine des Gangsystems der Zeche Luise; besonders aber als Mandelfüllung im halurgometamorphen Melaphyr bei Ilfeld. (Die Mandelfüllung des dortigen normalen Melaphyrs ist in der Hauptsache weißer Kalkspat.)

Schwerspat ist im ganzen halurgometamorphen Gebiete des Südharzes sehr häufig. Bei Stolberg und Lauterberg z. B. füllt er mächtige Gänge im Schiefergebirge. Sehr bekannt ist auch sein Vorkommen auf den Roteisenstein- und Manganerzgängen im umgewandelten Porphyrit bei Ilfeld. Auch im Melaphyr tritt er analog auf, zumal im umgewandelten Glimmermelaphyr bei Herrmannsacker. Ebenso in den Sedimenten des Rotliegenden des Harzes, wie des Kyffhäusers u. s. w., und wurde mit den Laugen natürlich auch der unteren Zechsteinformation überliefert, sodaß er in den dortigen Kupferschieferrevieren wohl nirgends selten ist.

Eng sind auch die Beziehungen, welche zwischen den Salzlaugen und dem Mangan bestehen. Mangansilikate begleiten die halurgometamorphen, in Roteisenstein umgewandelten Devonkalke des nördlichen Harzes; im Südostharze bildet die Karpholithzone eine sehr auffällige Manganabscheidung auf einem ganz bestimmten Horizonte des dortigen, durch Salzlaugen umgewandelten Schiefergebirges. Dieser letzteren Mangansilikatkrystallisation entspricht bei Rodishain ein auf das gleiche Niveau beschränktes Vorkommen primären Mangansuperoxydes[1]) innerhalb des umgewandelten Schiefergebirges, woraus man wohl folgern darf, daß das Mangan an sich das Charakteristische beider Bildungen ist, nicht aber dessen Silikatisierung; denn letztere bezeichnet nur eine lokale — die östlichere — Facies des Ganzen.

Berühmt sind die Manganerze von Ilfeld, welche ehemals ein ziemlich ausgedehntes Ganggebiet innerhalb des umgewandelten Porphyrites ausfüllten zusammen mit Schwerspat und wasserfreiem

---

[1]) Löst man dasselbe durch Salzsäure aus den Quarztrümern, die es hier ebenso umschließen, wie im östlicheren Gebiete den Karpholith, so hinterbleiben unregelmäßig zellige Hohlräume. Löst man dagegen das sekundär aus Karpholith hervorgegangene Mangansuperoxyd der Karpholith-Quarztrümer auf, so zeigt der Quarz die Faserabformungen des Karpholithes. — Das Rodishainer primäre Mangansuperoxyd sieht auch viel „metallischer“ aus als das sekundäre.

Eisenoxyd in seinen mancherlei Gestalten, jetzt aber abgebaut sind. Ihr dortiges Vorkommen verdient besondere Beachtung deswegen, weil es vielleicht allgemeinere Schlüsse auf die Herkunft des Mangans auch mancher anderen Gebiete zu ziehen gestattet, dabei teils an sich schon, teils im Verein mit anderen dort zu beobachtenden Tatsachen gegen die Thermentheorie nicht weniger, wie gegen die Lateralsekretionstheorie spricht — selbstverständlich soweit es zunächst selber in Frage kommt. Betreffs der vermeintlichen Lateralsekretion habe ich schon früher[1]) nachdrücklichst hervorgehoben, daß der normale Harzer Porphyrit ein graues, helles Gestein ist, aus dessen Zersetzung unmöglich jene gewaltigen Mengen von Eisen- und Manganoxyd hervorgehen konnten, die teils das zersetzte Gestein pigmentieren, teils in den dasselbe durchsetzenden Gängen abgeschieden vorkamen. Soweit diese Oxyde nun nicht, anderswo in Lösung gegangen, mit den Laugen hierhergekommen sind, müssen sie aus der Nähe stammen. Für letzteres spricht ihre eng lokale Anhäufung. Höchst wahrscheinlich sind die Sphärosideritlager des Kohlenflözes im Liegenden der dortigen Schichten die Heimat jener Erze, und allem zusammen, der Spaltenbildung wie ihrer Erzführung, liegt eine einzige Ursache zu Grunde: Gerade dort, wo die Roteisen- und Manganerze ihre Verbreitung haben, fehlt nämlich in der Tiefe, wie die Beobachtungen an der Oberfläche mit Bestimmtheit folgern lassen, das Melaphyrlager. Die hier ihre unterirdische Versteifung entbehrende Porphyritdecke zerbrach und zerriß deshalb bei gelegentlichen Bewegungen gerade hier in einer Weise, wie es östlich und nordöstlich von hier, wo unten die gewaltige Melaphyrdecke vorhanden ist, nicht möglich war. — Das Fehlen des Melaphyres hatte aber noch die andere Folge, daß der Porphyrit die Kohlenstufe mit ihren Sphärosideriteinlagerungen zum unmittelbaren Liegenden bekam; und so reichte der einzige stratigraphische Umstand des Sichauskeilens oder Abstoßens eines Gesteinslagers hin, die Salzlaugen, in deren Wirkung uns gerade der Porphyrit ohnehin einen hochinteressanten Einblick gewährt, wie ich dargelegt habe,[2]) an einer durch die Verhältnisse genau vorausbestimmten Stelle noch eine ganz besonders komplex aussehende, aber im Grunde doch recht einfache und leicht zu überblickende Arbeit verrichten zu lassen. —

Wer aber trotzdem noch nach besonderen Manganthermen suchen möchte, möge folgende Tatsachen nicht aus den Augen lassen.

---

[1]) Vergl. Verf., Regionalmetamorphose, S. 85, 96 u. ff., Anm. 40 u. 41.

[2]) Ebenda S. 85 u. ff.

Die Ilfelder Manganerze sind auf das engste mit wasserfreiem Eisenoxyd verknüpft. Beide kommen nicht nur dicht nebeneinander vor, sondern bilden oft innige Mischungen. Da nun aber Eisenoxyd, soweit geologisch diskutierbare Verhältnisse in Betracht kommen, gemäß unserer Erfahrung nur unter zwei verschiedenen Bedingungen aus wässeriger Solution wasserfrei zur Abscheidung kommt, einmal bei sehr hohen Temperaturen, sodann aus stark konzentrierten Lösungen hygroskopischer Salze, die erstere Bedingung jedoch den sonstigen Umständen nach hier nicht weiter in Frage kommen kann, so hat sich auch das Mangan in diesem Falle aus konzentrierten Salzlaugen abgeschieden: der Karpholith des Südostharzes, die Manganerze von Ilfeld und anderen Lokalitäten der halurgometamorphen Harzdistrikte sind Salzlaugenprodukte wegen ihrer engen Verknüpfung mit wasserfreiem Eisenoxyd.

Große Quantitäten von Mangan blieben übrigens in den Salzlaugen gelöst und gelangten auf diese Weise in den Kupferschiefer.

Was das Abschneiden der Gesteinsumwandlung an einer überlagernden Gesteinsschicht betrifft, wovon in Herrn SALOMONS citierter Arbeit ebenfalls die Rede war, so sei mir die Bemerkung gestattet, daß kaum ein schöneres Beispiel denkbar ist, als es der Südharz liefert, wo die oxydierten, zersetzten, mit Eisenoxyd imprägnierten, rekrystallisierten etc. Gesteine so ziemlich jeden Alters, vom Silur bis zum oberen Rotliegenden einschließlich, in oft prächtig instruktiven Profilen scharf an der auflagernden kalkigen, bituminösen, nicht metamorphosierten Zechsteinformation absetzen. Wie ich eingehend auseinandergesetzt und begründet habe,[1]) vermag ich aus dieser Tatsache aber nur den einen Schluß zu ziehen, daß die betreffende Metamorphose am Harze älter ist als die Zechsteinformation, daß letztere sich also auf den schon umgewandelten Gesteinen abgelagert hat. — Es waren eben prä-zechsteinische und im speziellen Falle interpermische Salzlaugen, welche in unserer Gegend das ältere Gebirge unmittelbar oder durch das Rotliegende hindurch — und hierbei letzteres natürlich erst recht — in der von mir beschriebenen, charakteristischen Weise metamorphosierten. Jenen jüngeren Laugen, aus und unter denen sich unsere Carnallitlager etc. abschieden, war am Harze, wahrscheinlich grade durch die Salzlager selber, der Weg in die Tiefe versperrt: die Zechsteinformation zeigt sich hier nirgends metamorphosiert. Denn selbst von ihrem obersten Horizonte, in welchem sie mit

---

[1]) a. a. O. S. 108, 109 u. f.

roten Gipsen, roten Letten u. s. w. in den Buntsandstein übergeht, ist es einstweilen noch nicht ausgemacht, ob er nicht eine ursprüngliche, eine gewissermaßen halurgogene[1]) Bildung, statt einer halurgometamorphischen repräsentiert.

In anderen Gegenden kann das aber sehr wohl anders sein. Es wäre daher gewiß von einigem Werte, wenn man anderwärts, wie beispielsweis in Südwestdeutschland, auch die Zechsteinformation, so viel oder so wenig von ihr dort vorhanden ist, umgewandelt fände und auf diese Weise eine postpermische resp. permotriassische Halurgometamorphose nachwiese — oder aber mit Bestimmtheit festzustellen vermöchte, daß die Ablagerungen jener Epoche, die ja wie gesagt bei uns von Salzen gradezu strotzen, in jenen Gebieten trotz roten Eisenoxydes, Hornquarzbildungen, Manganerzen, Schwerspat u. s. w. mit Salzen und Laugen bestimmt nichts zu schaffen haben. —

Letzterer Nachweis mag nicht leicht sein. Wir sind zwar leicht geneigt, die vielen Salzquellen, welche bei uns so lange schon den permotriassischen Schichten entströmen, wie unsere historischen Berichte reichen, für unerschöpflich und unveränderlich anzusehen. Zweifellos sind sie das eine so wenig, wie das andere. Sie sind Aussüßwässer, nichts weiter. Im normalen Laufe des geologischen Geschehens muß die Zeit kommen, zu der auch sie Süßwasser liefern werden, wie es andere Quellen und Brunnen in permotriassischen Gebieten längst tun.

Hieraus wird man folgern müssen, daß noch in jüngerer geologischer Vergangenheit, beispielsweis noch in der Tertiärperiode in den permotriassischen Sedimenten weit mehr Salze vorhanden gewesen sind als heute.

Wenn nun wirklich jene südwestdeutschen Mineral-etc.-Bildungen nachweislich tertiären Alters und nachweislich auf Quellentätigkeit zurückzuführen sein sollten, so wäre hierdurch noch immer nicht ausgeschlossen, daß nicht auch jene alten Salze, zu deren Urheimat sie in so enger räumlicher Beziehung stehen, trotzdem mit im Spiele gewesen sind; eventuell als salinische Dislokationsspalten- oder salinische Vulkanthermen.

Aber von hier aus betrachtet erscheinen die Dinge dort noch keineswegs derartig kompliziert, vielmehr besteht die größere

---

[1]) Genauer ausgedrückt: halosynergogen; denn bei solchen Bildungen handelt es sich streng genommen nur um ein Mitwirken der Salze resp. Laugen. Wenn der Wind Lößmaterial oder Sand in rotes Eisenoxyd absetzende Laugen hineinweht, beispielsweis in Carnallitlaugen, und auf diese Art rote Letten oder rote Sandsteine resultieren, so sind natürlich eigentlich nicht diese Letten oder Sandsteine an sich halurgogen, sondern nur ihr rotes Eisenpigment ist es.

Wahrscheinlichkeit, daß auch dort normale Laugenarbeit vorliegt, allerdings nicht postkarbonischen, genauer interpermischen Alters, wie zumal am Südharze u. s. w., sondern jüngeren, wahrscheinlich permotriassischen oder triassischen Datums; die Arbeit vielleicht grade jener Laugen, die über unseren Kalilagern entstanden sind. Der eventuelle Nachweis dafür wäre um so wertvoller, weil man sich grade von diesen Laugen rücksichtlich ihrer chemischen Zusammensetzung ein leidlich zutreffendes Bild machen kann: da sie alles einigermaßen Krystallisierbare bei uns deponierten, müssen sie vorwiegend aus den allerhygroskopischsten Seewasserverdampfungsrückständen bestanden haben, vor allem werden sie noch große Quantitäten von Chlormagnesium enthalten haben und außerdem die sämtlichen, noch löslicheren Salze. Grade derartige Laugen dürften kaum bei jeder beliebigen Gelegenheit entstanden sein. Um so reizvoller wäre es daher, womöglich dem Spezialchemismus ihrer Tätigkeit auf die Spur zu kommen.

6. Studien im süddeutschen Muschelkalk.

Von Herrn L. HENKEL.

(Hierzu 2 Textfig.).

Der Wellenkalk des Maintals bei Würzburg stimmt in seiner ganzen Entwicklung noch fast vollständig mit dem thüringischen überein, dagegen weicht er sehr erheblich ab von dem der viel näheren Gegend von Mergentheim und Königshofen an der Tauber. Die Absicht, den Übergang der Ausbildungsform beider Gebiete zu verfolgen, führte mich zu den folgenden Beobachtungen.

Zwischen Lengfurt und Homburg, ungefähr 8 km nordöstlich von Wertheim, hat der Main mit einer großen Schleife sein linkes Ufer so stark angeschnitten, daß ein Steilabfall mit guten Aufschlüssen entstanden ist. Ein Blick auf die Bergwand, etwa vom andern Mainufer aus, überzeugt den mit der thüringischen Trias Vertrauten, daß man hier noch dieselben Schichten vor sich hat. Vom Fluß aus erhebt sich zunächst etwa 30 m hoch eine Steilstufe von Buntsandstein, über dem als sanfter ansteigende Terrasse das etwa 25 m mächtige Röt liegt. Mit einem Steilabsturz, der zugleich die obere Grenze der Weinberge bildet, setzt dann der Wellenkalk ein. Sein unterstes Drittel prägt den mehrfachen Wechsel härterer und weicherer Schichten in dem Abwechseln von Felsleisten und Grasbändern aus. In einer Höhe von etwa 30 m über der unteren Grenze tritt dann eine Abflachung des Hanges ein, wie sie ganz ähnlich an den Steilhängen des Saaletals, etwa bei Jena oder Kösen, über der Zone der Oolithbänke sich einstellt. Grasbewachsen steigt der Abhang dann bis zum Rande der Hochfläche empor, doch noch einmal unterbrochen durch ein schroffes Felsgesimse, in dem man schon von ferne den *Terebratula*-Kalk zu erkennen glaubt, eine Vermutung, die durch die nähere Untersuchung vollständig bestätigt wird.

Im einzelnen beobachtet man noch folgendes:

Über den Weinbergen ist an einer schon von weitem zu erkennenden Stelle die Grenzzone zwischen Röt und Muschelkalk vorzüglich aufgeschlossen und zeigt von oben nach unten das folgende Profil:

0,10—0,30 m.	Bänkchen von konglomeratischem Kalk.
3 m.	Wellenkalk, zu unterst mit einer festeren Bank, deren Dicke zwischen 10 und 40 cm schwankt.
$1\frac{1}{2}$ m.	Kompakter dunkelgelber Kalk.
$2\frac{3}{4}$ m.	Graue Mergel.
	Rote Mergel.

Der gelbe Kalk ist der „Wellendolomit" SANDBERGERS (Der Ausdruck ist irreführend; das Gestein ist nicht wellig und oft auch nicht dolomitisch). Er hat eine sehr weite horizontale Verbreitung; nordwärts ist er noch in der Gegend von Halberstadt nachgewiesen; im östlichen Thüringen keilt er sich erst zwischen Laucha und Freyburg a. d. Unstrut aus. Auf der preußisch-thüringischen geologischen Spezialkarte hat man ihn südlich des Thüringer Waldes, sowie in Hessen und Südhannover als untere Grenze des Muschelkalks angenommen, während man nördlich vom Thüringer Wald diese Grenze erst etwa 15 m tiefer zieht. Auch die badischen und württembergischen Geologen zählen die Schichten bis zu den obersten roten Lagen hinab ihrem Wellendolomit zu.

Der Abhang höher hinauf besteht, wie schon gesagt, aus Wellenkalk in seinen verschiedenen Ausbildungsformen. Ungefähr 6 m über dem Konglomeratbänkchen des obigen Profils fällt eine $1\frac{1}{4}$ m dicke Lage von SANDBERGERS „Pseudokonglomerat" auf, einer Bildung die in vielen Gegenden vorkommt, z. B. von R. WAGNER[1]) als „konglomeratischer Wellenkalk" beschrieben wird (übrigens aus etwas höherem Niveau). Der Felsgürtel mit dem die untere, felsige Region nach oben abschließt, trägt als Dach eine sehr feste Bank, deren Mächtigkeit zwischen 10 und 40 cm schwankt. Ihre Ausbildung ist sehr wechselnd, bald konglomeratisch, bald durch zahlreiche Muscheltrümmer pseudoolithisch, bald völlig dicht, in der obersten Lage vielfach von ockererfüllten Kriechröhren durchzogen. Von Versteinerungen waren nur kleine Trochiten zu bemerken. Nach der Ähnlichkeit mit einem Bänkchen, das in ungefähr demselben Niveau bei Gambach (zwischen Karlstadt und Gemünden, nordwärts von Würzburg) auftritt und deutlich die thüringische Oolithbank α zu vertreten scheint, halte ich auch dies Bänkchen für den letzten verkümmerten Ausläufer jenes Horizontes. Die Oolithbank β, die bei Karlstadt und Gambach noch sehr typisch entwickelt ist, war bei Lengfurt nicht aufzufinden. Sollte sie noch vorhanden sein, so ist ihre Mächtigkeit jedenfalls gering, da sie sonst bei der Steilheit des Abhangs wohl durch die Humusdecke durchragen würde.

---

[1]) Muschelkalk von Jena, S. 29.

Der *Terebratula*-kalk tritt, wie schon gesagt, als steile Felsbank am Abhang zutage, ungefähr 20 m über dem vorigen Bänkchen. Er ist 1 m mächtig und besteht aus dunklem Kalk, mit zahlreichen Muscheltrümmern, die beim Verwittern rostfarbig werden. *Terebratula vulgaris* ist häufig, meist mit erhaltener Schale. Es ist nur eine Bank sichtbar, doch ist es möglich, daß die obere Bank, die auch bei Karlstadt schon nicht sehr viel fester ist als der umgebende Wellenkalk, unter Schutt und Verwitterungserde verhüllt ist.

Auf der Hochfläche sieht man bald hinter der Aussichtshütte, etwa 25 m über der Terebratelbank, zahlreiche Brocken herumliegen, die der Schaumkalkzone entstammen. Aufschlüsse darin finden sich aber erst weiter ostwärts in einer Reihe von Steinbrüchen. Sie liefern zusammen folgendes Profil:

1 m. Hellgraue Kalkschiefer mit mächtigen Linsen von blauschwarzem, flaserigem, sehr festem Kalk.
0,80 m. **Zweite Schaumkalkbank.**
4 m. Dünnschichtiger Wellenkalk.
1,20 m. **Erste Schaumkalkbank**, im unteren Drittel von dünnen Lagen dichten Kalkes durchzogen.

Der Schaumkalk ist meist typisch ausgebildet, doch in der Farbe dunkler als in Thüringen. Wie dort, ist auch hier die zweite Bank im untern Teil oft konglomeratisch, ebenso ist das Gestein auch hier manchmal nicht schaumig, sondern oolithisch. Von einer etwaigen dritten Bank — die bei Karlstadt gut entwickelt ist — ließ sich hier weder das Vorkommen noch das Fehlen nachweisen.

Das gleiche Profil wie oben, zeigt sich an dem Wege aufgeschlossen, der von Tiefental auf die südlich davon gelegene Höhe hinaufführt, darunter noch etwa 10 m Wellenkalk. Am untern (westlichen) Eingang dieses Dorfs kann man auch den Terebratulakalk nochmals gut beobachten.

Wenn man von Wertheim aus die Landstraße verfolgt, die ostwärts auf der Hochfläche nach Neubrunn führt, so trifft man Steinbrüche in dem Gelbkalk an der unteren Wellenkalkgrenze und weiterhin, südlich von Urphar, einen Steinbruch in wenig höherem Niveau, in dem Wellenkalk ansteht, mit 2 Konglomeratbänkchen, die ungefähr 4 m auseinander liegen. An der höchsten Stelle der Straße, südwestlich von Dietenhan, befinden sich ganz verschüttete Steinbrüche, in denen Terebratulakalk abgebaut sein muß, denn es liegen noch Brocken davon umher. Südlich von Neubrunn liegt dann noch ein Steinbruch in der unteren Schaumkalkbank, die hier sehr petrefaktenreich ist. Ich fand in kurzer Zeit:

Gervillia socialis,
" *costata (Goldfussii),*
" *subglobosa,*
Myophoria elegans,
" *ovata,*
" *laevigata,*
" *vulgaris* (pflegt in Thüringen in diesem Niveau zu fehlen),
Myophoria curvirostris v. SCHLOTH.
Lima lineata,
Nucula elliptica,
Mytilus vetustus,
Pleurotomaria Albertiana,
Dentalium torquatum.

Das Gestein zeigt in höchst lehrreicher Weise alle Übergänge von unverwitterten blauschwarzem Kalk, der erst beim Anschleifen seine oolithische Struktur erkennen läßt, durch Oolith mit rostbraunen Körnchen zu halb-schaumigem Kalk, der noch einen Teil der Körnchen enthält, und endlich zu reinem Schaumkalk, und schließlich findet man auch eine Art von regeneriertem Oolith, bei dem die Poren des Schaumkalks durch Absatz von weißem Kalkspat ausgefüllt worden sind.

Ein vorzügliches Profil liefert die Straße von Hochhausen a. d. Tauber nach Eiersheim. Schon von da an, wo sie stärker zu steigen beginnt, kann man in den Gräben den Wellenkalk anstehen sehen, von der Stelle an aber, wo sie an der Kapelle scharf nach Süden umbiegt, ist sie tief in den Felsen gehauen, sodaß man Schicht für Schicht abmessen kann. Auf der Höhe geben dann Steinbrüche in der Schaumkalkzone noch eine Fortsetzung des Profils.

Insgesamt ergibt sich so von oben nach unten die folgende Schichtenreihe:

	Gelber Dolomit des mittleren Muschelkalkes. Ungefähr 3 m ebenflächige dunkle Platten, z. T. mit *Myophoria orbicularis.*
0,5 m.	Dritte Schaumkalkbank.
2 m.	Dünne schwarze Platten, z. T. mit *Myophoria orbicularis.*
0,4 m.	Zweite Schaumkalkbank, rostbraun.
4 m.	Dünnschichtiger Wellenkalk.
1,60 m.	Erste Schaumkalkbank.
6 m.	Wellenkalk.
0,05—0,10 m.	Bank mit *Spiriferina fragilis* hh. und *Spiriferina hirsuta.* (Ein Heiligenbild steht auf dem Bänkchen.)

4,5 m.	Wellenkalk.
0,3 m.	Dunkler Schieferton. (In dieser Gegend wiederholt sich die Schichtenfolge durch eine Verwerfung von ungefähr 4 m Sprunghöhe.)
1 m.	Wulstiger Kalk mit Lettenbestegen.
3 m.	Wulstiger Kalk.
0,08 m.	Hartes Bänkchen.
2 m.	Wulstkalk.
0,08 m.	Hartes Bänkchen.
0,70 m.	Wellenkalk.
5 m.	Wulstiger Kalk mit Lettenbestegen.
	Ungefähr 20 m Wellenkalk.
0,10 m.	Bänkchen von Konglomeratkalk.
2 m.	Wellenkalk.
0,10 m.	Bänkchen von Konglomeratkalk.

Ende des Aufschlusses, offenbar nur wenige Meter über der Basis des Muschelkalks.

Die Ausbildung der dritten Schaumkalkbank ist sehr eigentümlich. Sie besteht aus einem wahren Rogenstein, der in gelber Grundmasse schwarze körnige, nicht schalige, Oolithkörner von ungefähr $^3/_4$ mm Dicke führt. Durch Auslaugung der Körnchen wird er stellenweise schaumig. Von Versteinerungen fand ich nur schlecht erhaltene Abdrücke von *Gervillia costata.* Die Bank bildet auf beträchtliche Erstreckung das Dach der Hochfläche und ist durch älteren Steinbruchbetrieb meist zerstört, sodaß man nur große Blöcke von ihr noch sieht. Anstehend ist sie am besten zu beobachten an dem Weg, der vom oberen Ausgang des Hohlweges nach Norden führt; er zieht in sanftem Ansteigen auf ungefähr 20 Schritt über sie hin.

Besonders merkwürdig aber ist an dem obigen Profil, daß der Terebratula-Kalk völlig fehlt. Dieser Horizont der von der Gegend von Halle bis in die von Wertheim so gut aushält, hat sich also jetzt plötzlich auf einer Strecke von etwa zwei Stunden Wegs ausgekeilt.[1]) Ein gleiches vollzieht sich nun südwärts mit überraschender Schnelligkeit an der Schaumkalkzone. Bei Tauberbischofsheim zeigen unvollkommene Aufschlüsse westlich der Stadt so viel, daß die dritte Schaumkalkbank verschwunden, die erste auf $^1/_2$ m zurück-

[1]) Ob die „obere Terebratelbank" der Freudenstädter Gegend dem Terebratulakalk entspricht, erscheint mir zweifelhaft. Die „Terebratelbänke" der württembergischen Geologen, besonders die „untere" (mit *Terebr. Eckii*) sind übrigens zwar paläontologische Horizonte, aber nicht eigentlich Bänke, denn sie heben sich nicht petrographisch von der Umgebung ab.

gegangen ist. Bei Lauda aber (auf der Höhe südwärts, da wo der Weg von Königshofen heraufkommt) sind die beiden Schaumkalkbänke zu Lagen von rund 20 cm braunen oolithischen Gesteins zusammengeschrumpft. Der Wellenkalk zwischen ihnen ist hier ungefähr 5 m mächtig und schließt ein dünnes schwarzes Bänkchen ein, das runde und fünfeckige Trochiten in Menge führt. Bei Boxberg endlich lassen sich in dem guten Aufschluß an der Straße nach dem Seehof die letzten Ausläufer des Schaumkalks noch eben erkennen in zwei braunen, aber nicht mehr eigentlich oolithischen Lagen von 5 bis 10 cm Dicke.

Weiter westlich hält sich der Schaumkalk länger, sodaß er noch bei Neckarelz und Mosbach ansehnliche Bänke bildet, und ebenso ist er weiter nach Osten noch bis ins Jagsttal zu verfolgen.

Insgesamt geht aus meinen Beobachtungen hervor, daß die Leithorizonte des mitteldeutschen Wellenkalks nach Schwaben hin in der Reihenfolge von unten nach oben sich auskeilen: Zuerst verschwinden die Oolithbänke, dann der Terebratulakalk, zuletzt der Schaumkalk.

Ganz das gleiche vollzieht sich im östlichen Frankenland. In dem guten Profil von Harras bei Eisfeld sind die Oolithbänke nicht mehr vorhanden und der Terebratulakalk schon recht unbedeutend, bei Koburg verschwindet auch dieser, und am Kreuzberg bei Kronach ist auch kein wirklicher Schaumkalk mehr vorhanden, allerdings dafür eine starke Bank von dichtem Kalk, die wohl sicher als seine Fortsetzung anzusehen ist, wie ja auch bei Jena die Oolithbänke durch dichten Kalk vertreten werden. Die erwähnte Bank läßt sich von Kronach noch bis zum Oschenberg bei Baireuth verfolgen.

Ungefähr gleichen Schritt mit dem Verschwinden der festen Bänke hält eine von unten nach oben fortschreitende Verdrängung des Kalks durch Mergel. (Nicht daß die Schichten in Schwaben dolomitisch sind, worauf oft so viel Gewicht gelegt wird, ist meiner Ansicht nach das wesentliche an der schwäbischen Facies des unteren Muschelkalks, sondern daß sie mergelig sind). Bei Eisfeld sind die untersten 6 Meter über dem Gelbkalk[1]) an der Basis schon recht mergelig; bei Baireuth aber reicht die mergelige Entwicklung bereits bis auf wenige Meter unter den „Schaumkalk". Weiter ostwärts, bei Kemnath, tritt an Stelle der Mergel sogar Sandstein.

Wenn man also in Gedanken z. B. von Meiningen in der Richtung über Koburg und Baireuth nach Kemnath etwa im

---

[1]) Unter dem Gelbkalk liegen hier übrigens die typischen *Modiola*- und *Myophoria*-Platten, wie bei Meiningen, aber ohne die dort darüber liegende rote Mergellage.

Niveau der Oolithbänke geht, so trifft man nacheinander die folgenden Gebilde: Oolith. Dichter Kalk. Wellenkalk. Mergel. Sandstein.

Da die letzten Glieder dieser Reihe unzweifelhaft den Übergang von den Ablagerungen offeneren Wassers zu solchen des Küstenstrichs darstellen, so ist wohl klar, daß umgekehrt das erste Glied, der Oolith, der küstenfernsten Region entstammt, die allerdings, wie die oft zu beobachtende Kreuzschichtung beweist, immer noch der Flachsee angehörte.

Die Änderungen der Facies sprechen sich scharf in den Landschaftsformen aus. In Thüringen und Hessen ist der untere Muschelkalk durch Mächtigkeit und Widerstandsfähigkeit der wichtigste Teil der ganzen Formation, und ihm verdanken so viele weitbekannte Berge dieser Landschaften das Charakteristische ihres Aufbaus, so die Höhen bei Jena und Kösen, der Frauenberg bei Sondershausen, die Eichsfelder Pforte bei Bleicherode, die Hörselberge, der Heldrastein und die Masse des Ringgaus, an der Beyrich zuerst nachwies, wie die Abtragung einen tektonischen Graben zu einem orographischen Rücken umformen kann. Eine große Menge berühmter Burgen steht auf unterem Muschelkalk; ich nenne nur die Boyneburg und Schloß Spangenberg in Hessen (der letztere Name kommt von den „Spangensteinen“, wie das Volk die Encriniten nennt), die Sachsenburg an der Unstrutenge, die Neuenburg über Freyburg, die Leuchtenburg, Lobedaburg, Kunitzburg, Dornburg, Saaleck und Rudelsburg. Der obere Muschelkalk, zum größeren Teile aus weichen tonigen Schichten bestehend, tritt dagegen zurück; er gelangt eigentlich nur im Ettersberg bei Weimar zu beherrschender Bedeutung im Landschaftsbild (weil dort der Wellenkalk nicht an die Oberfläche reicht). Typisch für den Aufbau der ganzen Formation sind die denkwürdigen Höhen bei Jena, die den Südrand des Schlachtfeldes von 1806 bilden. „Die obere Stufe des Plateaus mit dem Napoleonstein, dem Jägerhaus u. s. f. besteht aus oberem Muschelkalk und setzt sich als deutliche Terrasse ab von der felderreichen Zone des mittleren Muschelkalks mit ihrer viel sanfteren Böschung und der gelben Bodenfarbe unbestellter Äcker, während von den Schaumkalkbänken ab der untere Muschelkalk in mächtigen Bastionen gegen das Mühltal und Saaltal abstürzt[1].“

Bei Würzburg liegen die Verhältnisse noch ganz ähnlich, doch kommt hier der obere Muschelkalk bereits mehr zur Geltung,

---

[1]) F. Regel, Thüringen. 1. S. 145.

Erklärung der Tafel VII.

a = Löß.
b = Geschiebesand.
c = feiner Quarzsand.
d = Geschiebemergel.
g = geschieferter Geschiebemergel.





J. F. Starcke, Berlin SW 48.



Briefliche Mitteilungen.

1. Über den Geschiebemergel im Novogrudsker Kreise.

Von Frl. ANNA MISSUNA.

Hierzu Taf. VII.

Moskau, den 8. Januar 1904.

Es sind im Kreise Novogrudek, Gouvernement Minsk, drei Geschiebemergelarten vorhanden. 1. Ein bräunlich roter bald sandiger, bald mehr tonhaltiger Geschiebemergel, welcher stets an Geschieben aller Größe reich ist und meistenteils mit einer hügeligen Oberflächenform auftritt. Der genannte Geschiebemergel gehört vorwiegend, wenn auch nicht immer, dem oberen Diluvium an. 2. Ein aschgrauer Geschiebemergel, dessen Vorkommen an das Auftreten der Kreide und des tertiären Glaukonitsandes gebunden ist, und deren Farbe von der größeren oder kleineren Beimengung des Materials der genannten älteren Gesteinsart in Abhängigkeit steht. 3. Ein lößartiger Moränenmergel: eine feinsandige, kalkreiche Gesteinsart, mit in der ganzen Masse gleichmäßig verteiltem Glacialkies und geringem Geschiebegehalt, (meistens nur von Faustgröße). Im feuchten Zustande ist der lößartige Geschiebemergel braun bis rötlich braun, trocken hat er eine hellgelbe Farbe. Mit Löß hat der genannte Geschiebemergel einen reichen Gehalt an feinzerteilten Staubteilchen und die Neigung, infolge der Erosion in vertikalen Wänden zu brechen, gemein. Der lößartige Geschiebemergel weist nicht selten nach unten zu eine sehr deutliche Schichtung auf. Die Gesteinsart ist dabei durch ziemlich dichtstehende Vertikalklüfte in lauter kleine Parallelogramme oder vieleckige Platten zersplittert (vergl. Taf. VII). Da die Schichtung außer aller Abhängigkeit von dem Wechsel in der Korngröße steht, welche in der ganzen Gesteinsmasse ziemlich

die gleiche ist, so haben wir es hier augenscheinlich mit einer falschen, auf der Clivage der Gesteinsart beruhenden Schichtung zu tun. Die Ursache derselben scheint aber im hohen Druck, welcher die Gebirgsart ausgesetzt worden ist, zu liegen. In einem Falle habe ich dabei eine deutliche Faltenbildung beobachtet. Die von mir gemachte Beobachtung steht in der russischen geologischen Litteratur gar nicht vereinzelt da. Im Gouvernement Grodno hat Herr KRISCHTAFOWITSCH einen in den untersten Teilen geschichteten Moränenmergel beobachtet. Einen dickgeschieferten Moränenmergel erwähnt auch Herr INOSTRANZEFF aus dem Gebiete Nieman. Aus dem Gebiete Dniepr und Dniestr hat Herr ARMASCHEWSKY eine schieferige Moränenmergelart beschrieben. Die Ursache der Schieferung schreiben die beiden letztgenannten Forscher ebenfalls dem hohen Druck zu. Herr LÖWINSON-LESSING machte auf das Vorhandensein einer schieferigen Moränenmergelart im Kreise Lubny, Gouvernement Poltawa, aufmerksam.

2. Über die Umwandlung von Diabasfeldspäten in Kontakthöfen von Tiefengesteinen.

Von Herrn O. H. ERDMANNSDÖRFFER.

Berlin, den 8. Januar 1904.

Untersuchungen, die ich in letzter Zeit an Diabasen aus dem Kontakthof des Brockenmassivs angestellt habe, brachten mich zu Resultaten, die in Hinsicht auf die Umwandlung des Feldspates in diesen Gesteinen von den in einigen neueren Lehrbüchern angegebenen Verhältnissen nicht unerheblich abweichen. So liefern nach ROSENBUSCH in solchen Fällen die Plagioklase Neubildungen von Pistazit, Zoisit, auch Granat, neben *Albit*[1]), während WEINSCHENK geradezu Saussurit als Umwandlungsprodukt bei der Kontaktmetamorphose angibt[2]).

Meine Beobachtungen haben mich dagegen zu dem Ergebnis geführt, daß die Feldspäte von Diabasen, die lediglich einer Kontaktmetamorphose ausgesetzt waren, einer derartigen Zerlegung nicht anheim fallen, daß vielmehr der basische Plagioklas dieser

[1]) Elemente der Gesteinslehre. 2. Aufl. S. 101.
[2]) Grundzüge der Gesteinskunde 1. S. 104.

Gesteine als solcher umkristallisiert und entweder in einer vom typischen Saussurit gänzlich verschiedenen, mosaikartigen Anordnung den Raum der ehemaligen Leisten erfüllt, oder mit den mannigfaltigen Umwandlungsprodukten der Diabasaugite in typischer Kontaktstruktur verwebt erscheint.

Auch das Studium der Literatur über diesen Gegenstand zeigt deutlich, daß eine Zerlegung des Diabasfeldspates zu Saussurit allein durch die Kontaktmetamorphose niemals mit Sicherheit beobachtet worden ist. Einige Beispiele seien angeführt:

Nach Beck [1]) haben die neugebildeten Plagioklaskörner der Diabashornfelse in den Kontakthöfen des Elbtalschiefergebirges die gleiche Zusammensetzung wie die primären Leisten, und zwar die des Oligoklases. Während hier die Natur der durch die Metamorphose neu entstandenen Feldspatkörner genauer angegeben ist, spricht Teall [2]) bei den schon früher von Allport kurz beschriebenen Gesteinen von Südengland nur von den neugebildeten wasserklaren, mosaikartigen Aggregaten von Feldspatkörnern, deren sekundäre Natur dadurch bewiesen ist, daß sie mit Hornblendenadeln gemengt sind, derselben Hornblende, die nachweislich aus dem Diabasaugit hervorgegangen ist.

Ähnlich liegen in dieser Hinsicht die Verhältnisse in den von Brögger [3]) beschriebenen, durch Augitsyenite metamorphosierten Augitporphyriten des Langesundfjords im südlichen Norwegen, die hinsichtlich ihrer Struktur sowohl wie ihrer Umwandlungserscheinungen unsern Harzer Gesteinen überraschend ähnlich zu sein scheinen. Auch hier tritt neugebildeter Plagioklas auf, gemengt mit den Umwandlungsprodukten des Diabasaugits. Was jedoch in diesen als Beispiel angeführten Fällen — deren Zahl sich noch vermehren ließe — durchweg fehlt, sind Angaben über ein Mineral der Zoisit-Epidotgruppe, dessen Entstehung sich mit Sicherheit auf den primären Feldspat zurückführen ließe. [4]) Hätte in der Tat eine Zerlegung zu Saussurit stattgefunden, so müßte man in Anbetracht der basischen Natur der Diabas-

[1]) Tschermaks min. u. petr. Mitt. **13**. S. 326.

[2]) British Petrography S. 235.

[3]) Spaltenverwerf. i. d. Gegend Langesund-Skien. Nyt Magazin for Naturvid. **28**. S. 352.

[4]) Der oft nicht unbeträchtliche Gehalt unsrer Harzgesteine an Klinozoisit, Epidot und Granat läßt sich fast ausnahmslos mit einem schon vor Eintritt der Kontaktmetamorphose in den Gesteinen vorhanden gewesenen Gehalt an Kalkspat in Zusammenhang bringen; vergl. Lossen: Jahrb. kgl. Preuß. geol. L.-A. u. Bergak. f. 1881. S. 47, Anm. 2.

feldspäte (in unsern Gesteinen Labrador bis Bytownit) ganz erhebliche Mengen von Zoisit erwarten.

Es muß meines Erachtens allein schon aus diesem Fehlen des Zoisits der Schluß gezogen werden, daß die neugebildeten Plagioklaskörner in ihrer Zusammensetzung nicht von dem primären Feldspat abweichen. Dagegen ist in unsern Harzgesteinen eine Umwandlung des Feldspats zu farblosem Glimmer als Kontaktwirkung mehrfach zu beobachten.

Das Studium metamorphosierter Diabase ist in Deutschland bekanntlich vom Harze ausgegangen, wo Lossen auf die Bedeutung der Gesteinsumwandlung im Kontakthof des Rambergs und den sogen. „regionalmetamorphen Zonen“ in zahlreichen Schriften hingewiesen hat. Bei der Beschreibung der dortigen Diabashornfelse schildert er als das Resultat der Metamorphose der Diabasfeldspäte ein „äußerst fein zusammengesetztes körnigstrahliges, saussüritartiges Umwandlungsprodukt“, in dem Epidot, grüner Augit, Hornblende auftreten, sowie „eine die letztere wohl in einzelnen Nädelchen umhüllende und damit auch trumweise geeinte Plagioklasneubildung, welche man geneigt ist, dem Albit zuzurechnen“[1]). Die Anwesenheit von Albit in kontaktmetamorphen Diabasen erwähnt Lossen noch wiederholt in andern seiner Abhandlungen und stellt sie in Parallele mit den chemisch und optisch ganz zweifellos als Albit bestimmten Neubildungsprodukten, wie sie bei dynamometamorphen Diabasen überall nachgewiesen sind. Daß Lossen geneigt war, von dieser Tatsache aus auch ohne genauere Mineralbestimmung auf gleiche Verhältnisse in den kontaktmetamorphen Diabasen zu schließen, mag damit zusammenhängen, daß er glaubte, die Erscheinungen des Kontaktmetamorphismus dem „Regionalmetamorphismus schlechthin“ zuzählen zu müssen, als dessen typische Äußerungen er die Umwandlungserscheinungen der Zone von Wippra und ähnlicher Vorkommnisse zu betrachten pflegte, da er „den plutonischen Kontaktmetamorphismus nur als einen besonderen, durch das örtliche Eingreifen der aufgepressten Eruptivgesteine bedingten Fall des Dislocationsmetamorphismus“ ansah[2]).

Auf diese Lossen'sche Beschreibung dürften die oben erwähnten Angaben in letzter Linie zurückzuführen sein. Ich bin auf Grund meiner eigenen Untersuchungen und der Beschreibungen in der sonstigen Literatur der Überzeugung, daß auch im Ramberger Kontakthof die Verhältnisse nicht prinzipiell verschieden von denen der andern Vorkommen sein werden.

[1]) Erläuterungen zu Bl. Harzgerode, S. 81 u. 83.
[2]) Jahrb. Kgl. Preuß. geolog. L.-A. u. Bergak. f. 1884. S. 68.

Die genauere Darstellung der Umwandlungserscheinungen in den von mir untersuchten Harzer Kontaktgesteinen soll in einer ausführlicheren Arbeit demnächst veröffentlicht werden.

---

3. Über fossile Funde am Kitzelberg.

Von Herrn A. Langenhan.

Liegnitz, den 14. Januar 1904.

Das Hauptgebiet der sog. „Grünen Schiefer“ und Tonschiefer im Bober-Katzbach-Gebiete wird in der Schönau-Kauffunger Gegend durch mächtige, auch für das Laienauge auffällige, kräftig heraustretende Erhebungen kristallinischen Kalkes unterbrochen. Von der höchsten Erhebung der Hirschberg-Schönauer Straße ziehen sich diese Kalkrücken mit bedeutenden Einzelerhebungen und zwischenliegenden, scharf eingerissenen Quertälern bis in die Gegend von Bolkenhain. Insbesondere bei Kauffung im Katzbachtale hat sich zur Ausbeutung der sehr mächtigen und reinen Kalklager eine bedeutende, stetig wachsende Industrie entwickelt, die zumeist in der Zubereitung des Kalkes zu gebranntem (Mörtel-)Kalke gipfelt.

Der schon aus beträchtlicher Entfernung bemerkbare, 667 m hohe, von Ost und Nord kegelförmig erscheinende Kitzelberg bei Kauffung ist der Hauptschauplatz dieser lebhaften Kalkindustrie und ist durch diese bereits auf seiner Ost- und Nordseite so stark angegriffen, daß man bald seine mächtige Form verändert und namentlich seine Spitze in Trümmer sinken sehen wird.

Der Kalk weist fast durchgängig eine feinkörnige, kristalline Struktur von verschiedener, hellerer bis grauer Färbung auf. Zuweilen treten in ihm mächtige Kluftausfüllungen aus schönglänzenden, oft rosettenartig aneinander gruppierten Kalkspat-Kristallindividuen auf, die eine lebhafte gelbrötliche Färbung zeigen und an ihrem oberen verbreiterten Ende die Kristallendigungen des Hauptrhomboëders aufweisen.

Solche Partien sind namentlich am Südabhange der Spitze des Kitzelbergs wahrzunehmen, woselbst der früher im Betriebe gewesene sog. Friedericianische Bruch (nach Friedrich dem Großen benannt) ein eingehenderes Studium der interessanten Kalkbildungen zuläßt. Insbesondere reich ist diese Fundstelle an großen Brocken eines Konglomerates, welches aus schwarzen und weißen abgerollten Kieseln, Glimmerschiefer- und

Tonschieferbruchstücken, sowie Kalkgeröllen besteht und durch Kalk fest zusammengesintert ist. Diese eigentümlichen, in Klüften des Kalkes und selbst scheinbar mitten in dem Kalke eingebetteten Konglomerate erregten schon seit Jahren meine besondere Aufmerksamkeit.

Gelegentlich einer Exkursion fand Herr Landschafts-Syndikus Justizrat H. Seidel von hier neben den erwähnten Konglomeratbrocken einige kleine klingendharte Kalksinterplatten, auf denen er Versteinerungsreste wahrnahm. Eine alsbald von mir mit diesem Herrn gemeinsam vorgenommene Besichtigung der Fundstelle hatte das erfreuliche Ergebnis, daß die von mir als Fledermaus-Knochenbreccie angesprochene Lagerstätte der Fossilien hoch oben an der Wand des Kitzelbergbruches entdeckt wurde und gemeinsam, soweit als möglich, ausgebeutet werden konnte.

Auch eine mehrmalige weitere Untersuchung der Fundstelle führte bei der Höhe der Lagerstelle und der Schwierigkeit der Herausmeißelung einzelner Bruchstücke des Knochenlagers nur zu dem Ergebnisse, daß zahlreiche kleinere Stücke der Kalksinterbänkchen, erfüllt von sich schneeweiß aus der rotgelben dichten Sintermasse heraushebenden Knochenbruchstückchen, Schädel-Teilen, Zähnchen und mit einzelnen Schnecken gefunden wurden, nicht aber zusammenhängende Skeletreste.

Bei einer späteren Besichtigung der Fundstelle konnte Herr Rentner Wenke aus Hirschberg, welcher an einer früheren Exkursion bereits teilgenommen hatte, feststellen, daß unter den insgesamt 20—30 cm starken Bänkchen mit den Knochenresten eine 1 cm starke Schicht eines weicheren, lehmartigen Absatzes lagert, welcher ebenfalls die wohlerhaltenen Teile von Fledermausskeletten und Nagetierzähnchen enthält.

Von den erwähnten Herren und dem Berichterstatter sind im Laufe des verflossenen Jahres (1903) nach und nach folgende Objekte von z. T. sehr geringer Größe konstatiert worden:

Decken und andere Teile des Schädels, sowie Hirnhöhlenausgüsse verschiedener Fledermäuse;

Ober- und Unterkiefer mehrerer Fledermausarten mit wohlerhaltenen, weißglänzenden Zähnen, denjenigen von *Vespertilio murinus* sehr ähnlich;

Wirbel, Beckenknochen, Schenkelknochen und Flughaut-Fingerknochen mehrerer Fledermausarten;

Zähne und Kieferstücke von Nagetieren, (Waldmausähnlich);

ca. 20 Exemplare einer anscheinend ganz neuen, kreiselförmigen Schneckenart von 3 mm Höhe mit einer auf dem Steinkern als Furche erscheinenden Falte, die sich, von der Außenlippe aus, spiralig entlang dem Inneren mindestens des letzten Umgangs hinzieht; der Mundsaum dieser Schnecke ist eigentümlich verdrückt oder durch Zähne eingeengt;

mehrere Exemplare eines tausendfußartigen kleinen Körpers mit deutlicher Gliederung.

Alle diese Fossilien dürften auf eine frühdiluviale Einschlämmung in Klüfte und Spalten der noch heute z. T. erhaltenen Kitzelberghöhle hindeuten. — Es hat den Anschein, als ob die Skelette der bereits toten Tiere durch die eingedrungenen Wässer zerrissen worden seien. In gleicher Weise lassen auch die sowohl in unmittelbarer Nähe der Knochenbreccie, wie auch am Ostabhange des Kitzelberges in bedeutender Höhenlage von mir gefundenen Konglomerate eine andere Entstehungsart als diejenige, daß die Kiesel- und Tonschiefer als Gerölle durch Wasser in die Spalten eingeschwemmt und hier durch gelösten Kalk versintert worden sind, kaum zu. Bei einer Höhenlage von 600 m über dem Meeresspiegel, d. h. von rund 240 m über der heutigen Talsohle, gibt diese Entstehungsweise zu mancherlei Betrachtungen über diluviale Vorgänge im Katzbachtale Anlaß.

Besonders interessant war es mir auch, aus einer spaltenartigen Kluft am Ostabhange des Kitzelbergs Teile eines großen Schädels zu erhalten, dessen teilweise Zusammensetzung gelang. Es sind von ihm erhalten der ganze Unterkiefer mit den Prämolaren und Molaren, doch ohne die Vorderzähne, dann die ganze Schädeldecke und der linke Oberkiefer mit dem linken Reißzahne. Diese Reste tragen ausgesprochen fossilen Charakter: sie sind leicht, auch leichtbrüchig, doch so, daß die Bruchränder glatt, also nicht ausgezackt erscheinen; die Stücke kleben auch fest an der Zunge. Der Schädel hat im gegenwärtigen Erhaltungszustande eine Länge von 19—20 cm und eine Höhe von ca. 8 cm. Es ist mit Bestimmtheit anzunehmen, daß es sich um Teile eines Wolfschädels, *Canis (Lupus) spelaeus* handelt, von dem Nehring vier Varietäten anführt, die aber in schlesischen Kalkhöhlen seither kaum gefunden worden sein dürften.

4. Über Versteinerungen aus den Arlbergschichten bei Bludenz und einige neue Fundorte von Flysch und Aptychenkalken im oberen Grofsen Walser-Tal Vorarlbergs.

Von Herrn Otto Fiedler.

Hierzu eine Textfigur.

Dresden, den 30. Januar 1904.

Anläßlich eines längeren Sommeraufenthalts im Jahre 1902 in Vorarlberg gelang es mir, in der Nähe von Bludenz bestimmbare Fossilien im Komplex der sog. Arlbergschichten aufzufinden und damit vielleicht etwas zur Unterscheidung dieser Schichten von den folgenden Raiblerschichten beizutragen.

Bereits v. Richthofen hatte in seinen Arbeiten über die Kalkalpen von Vorarlberg und Nordtirol zwischen Arlbergschichten als Vertreter des Wettersteinkalks und Raiblerschichten unterschieden, indem er allerdings nur die obersten Rauhwacken diesen zuzählte. Skuphos[1], der später die schönen Profile am Nordhang des Klostertals eingehend beschrieb, vereinigte beide unter dem Namen Raiblerschichten auf Grund ganz ungenügender Fossilfunde. Die von ihm gegebene Gliederung trifft im allgemeinen zu, vor allem dürfte aber ein mächtiger, den Partnachschichten auflagernder Kalksteinzug, der die Profile orographisch weithin kennzeichnet, über große Gebiete konstant sein. In dem Profile, das ein mächtiger Tobel zwischen Katzenkopf und Stierkopf bei Bludenz aufgeschlossen hat, liegen über diesen Kalken mächtig entwickelte Sandsteine, Rauhwacken und Mergel. Sie bilden die beiden genannten Gipfel, und auf sie folgt im Hintergrunde des sich zirkusartig weitenden Tobels, den die Steilwand der Elsspitze abschließt, eine neue, bedeutend schwächere Lage von Kalken, dann abermals Rauhwacken und darauf erst der Hauptdolomit.

Nachdem nun schon v. Wöhrmann aus vergleichend stratigraphischen Gründen für eine Trennung des unteren Kalksteinzuges

[1]) Über die Entwicklung und Verbreitung der Partnachschichten in Vorarlberg und im Fürstentum Lichtenstein. Jahrb. k. k. geol. R.-A. 1898.

von den Raibler Schichten eingetreten war und auf die Unhaltbarkeit der von SKUPHOS gegebenen paläontologischen Begründung aufmerksam gemacht hatte, hielt auch BÖSE in seiner Arbeit über die Faciesbezirke der Trias in den Nordalpen diesen Kalksteinhorizont als westlichen Vertreter des Wettersteinkalks unter dem Namen Arlbergkalk getrennt. Der sichere Nachweis einer Zugehörigkelt konnte aber aus Mangel an bestimmbaren Fossilien nicht erbracht werden.

Die von mir in diesem Horizont gesammelten Versteinerungen sind nun folgende.

Unweit St. Peter am Rungelin bei Bludenz und zwar dicht an der Grenze zwischen Partnachmergeln und untersten Kalken, da wo beide wechsellagern:

Encrinus cassianus LAUBE.

Etwas höher in einem Steinbruch ebendaselbst in grauschwarzen porösen Kalken zahlreiche Exemplare des von SKUPHOS irrtümlich als *Megalodon triqueter* WULFEN beschriebenen kleinen Megalodon, das ich

Megalodon subtriqueter

nennen möchte.

Avicula Sturi BITTN.

in einem Exemplar und zwar der südalpinen, bei Cortina gefundenen und in Fig. 3 Taf. VIII des BITTNERschen Werkes über die Lamellibranchiaten von St. Cassian abgebildeten Form am ähnlichsten.

Avicula Gea d'ORB. *(Av. antiqua Münsteri).*

Das MÜNSTERsche Exemplar der Münchener Sammlung, das als entsprechendstes Vergleichsexemplar herangezogen wurde, stammt entgegen BITTNERS Meinung bestimmt nicht aus einem Dolomit, da die Schale deutlich erhalten ist. Man muß also an der Richtigkeit des angegebenen Fundortes: St. Cassian festhalten.

Myophoria nov. sp.

Diese Myophoria ist der *M. Whateleyae* v. BUCH in gewisser Hinsicht ähnlich, sie unterscheidet sich jedoch durch die geringere Anzahl Rippen und breitere und flachere Sulci. Die Exemplare zeigen zierliche Anwachsstreifung und Fältelung der Rippen.

als Beweis für eine postglaciale Festlandsperiode, sowie für eine junge Landsenkung. Als postglacial sieht WOLFF den Töck deshalb an, weil „er unbedeckt von anderen Schichten daliegt". Gegen diesen Schluß muß denn doch Verwahrung eingelegt werden, denn, wenn selbst gegenwärtig der Töck am Grunde des Nordhafens unbedeckt läge, so ist damit doch noch nicht bewiesen, daß er von jeher unbedeckt war. Im Gegenteil, da wir in erratischen Blöcken die Belege dafür haben, daß das Landeis über Helgoland und seine Klippen hinweggegangen ist, und da ferner feststeht, daß hier ein beträchtlicher Komplex diluvialer Bildungen der Abrasion zum Opfer gefallen ist, liegt mir die Annahme näher, daß Diluvialschichten, welche den Töck bedeckten, durch die Abrasion zerstört sind, während der sehr zähe und stark zusammengepreßte Töck besser widerstanden hat. Übrigens dredschte ich auf der Töckbank im Nordhafen auch nordische Geschiebe, welche noch Reste der ursprünglichen Diluvialbedeckung sein mögen. Eine ähnliche Auffassung vom Alter hat offenbar auch LASARD gehabt, der uns zuerst mit der eigentümlichen Natur des Töcks bekannt machte, wenn er von „dem Töck, der aus dem zerstörten Lehmdiluvium stammt", spricht.[1] Leider ist die Conchylienfauna des Töcks zu indifferent, als daß man aus ihr auf das genauere Alter schließen könnte, eher dürfte eine sorgfältige Untersuchung der Flora in der Weise, wie sie C. A. WEBER in Bremen für eine große Reihe von diluvialen Pflanzenablagerungen Norddeutschlands seit Jahren ausgeführt hat, auch hier brauchbare Resultate ergeben.

Ohne weiter darauf einzugehen, ob die Rentier- und Mammutfunde auf der Doggerbank zur Annahme einer postglacialen Festlandsperiode berechtigen, wie WOLFF ebenfalls ohne nähere Begründung annehmen möchte, will ich mich lieber gleich mit seinem Hauptargument dafür, daß Helgoland in junger Zeit eine Senkung erfahren hat, beschäftigen.

WOLFF gibt die Zeit, welche zur Herausbildung des Sockels der Hauptinsel benötigt wurde, auf etwa 10000 Jahre an und findet, daß die Abrasion erst spät begann. Bei seiner Berechnung hat er aber leider ganz außer acht gelassen, daß die im SW. der Insel vorgelagerten und bis zu 5 m unter Niedrigwasser aufragenden Kreideklippen doch auch offenbar abradiert sind, daß man also, um den Beginn der Abrasion zu ermitteln, die Entfernung dieser Klippenreihen von dem jetzigen Steilufer der Insel der Berechnung zu grunde legen muß und nicht nur, wie er getan hat, den Abstand des Steilufers von der sog. Kante.

---

[1]) Diese Zeitschr. 21, S. 586.

Wenn ich nun auch auf dergleichen Zahlenangaben wenig Wert lege, so will ich doch erwähnen, daß diese Berechnung den Beginn der Abrasion vor ungefähr 26000 Jahren ergibt.[1]) Da aber wohl noch jenseits der Kreideklippen Diluvialschichten in unbekannter Ausdehnung gelegen haben, so dürfte sich diese Zahl noch erhöhen. Von einem späten Beginn der Abrasion kann sonach kaum die Rede sein.

Ferner vermag ich nicht der Meinung von Wolff beizutreten, daß eine Landsenkung erst das Gebiet um Helgoland in so tiefe Lage versetzt habe, daß die Nordsee ihre Abrasionstätigkeit eröffnen konnte. Dieser Ansicht liegt die irrige Vorstellung zu grunde, daß die See erhebliche Abrasionsarbeit nur an sinkenden Küsten verrichten könne. An dieser Stelle kann ich mir wohl versagen, auf die große Rolle hinzudeuten, welche in der Nordsee die herrschenden Winde, die Gezeiten und die Strömungen bei der Schaffung immer neuer Angriffspunkte für die Abrasion spielen, und möchte nur erwähnen, wie bei Helgoland gewisse Organismen die Abrasion wirksam unterstützen. Es sind das die bohrenden Mollusken (*Pholas*-Arten und *Zirphaea crispata)*, ferner die Tange, zumal die Laminarien. Letztere sitzen dem Felsboden noch in 10 m tiefem Wasser auf und zeichnen sich bekanntlich durch einen mehrere Meter langen, ausgebreiteten Thallus aus. Jede Woge, welche den Thallus also hebt und senkt, hebelt und rüttelt damit an dem Felsen, bis vielfach das von dem Tange umklammerte Stück losgebrochen und weiter zerkleinert wird. Solche Gerölle oft von erstaunlicher Größe, mit noch angeklammerter Laminaria sind am Helgoländer Strande nach Stürmen ganz gewöhnlich zu finden.

Welche Transportkraft übrigens selbst das tiefere Wasser der Nordsee besitzt, dafür gibt uns Heincke[2]) einen schönen Beleg. Nach ihm kann man aus 10 und mehr Meter Tiefe allseitig mit Pflanzenrinden, Bryozoen und Serpeln bedeckte Steine im Gewicht bis zu 2 kg und darüber herausholen und hat darin den Beweis dafür, daß diese Steine wiederholt von der Gewalt des bewegten Wassers umgewendet sein müssen.

Nach alledem dürfte es der Abrasionstätigkeit der Nordsee keine besonderen Schwierigkeiten bereitet haben, anstehendes Gestein, wie Kalke, Sandsteine u. s. w. bis zu Tiefen von ungefähr 10 m abzutragen, weichere Schichten, wie Tone, Mergel, Lehme und Sande dagegen bis zu noch beträchtlicheren Tiefen hinab, alles, ohne daß eine Landsenkung stattgefunden hat.

---

[1]) Unter Zugrundelegung einer Küstenabnahme von 5 m im Jahrhundert.

[2]) Wissenschaftl. Meeresuntersuchungen. Neue Folge. 1, S. 139.

Zusammenfassend möchte ich also meine Meinung dahin abgeben, daß die Erscheinungen bei Helgoland hinlänglich als Wirkungen einer heftigen Abrasionstätigkeit erklärt werden können, daß Helgoland also für die Annahme einer postglacialen Landsenkung keine Stütze darbietet.

---

6. Angeblicher Fund von *Spirifer mosquensis* bei Krakau.

Von Herrn G. Gürich.

Breslau, den 20. Februar 1904.

Limanowski hat im Lemberger Kosmos (1903. XXVIII. S. 289 ff.) u. a. auch über das Vorkommen von *Spirifer mosquensis* von Zbik bei Dębnik und von *Spirifer supramosquensis* (?) von der Pałkowa Góra in derselben Gegend berichtet und glaubte, auf Grund dieser Funde im Krakauer Kohlenkalk Oberkarbon nachgewiesen zu haben. Ich kenne die Fundpunkte von meiner Untersuchung des Devons von Dębnik her, und gerade von dort lag mir reichliches Spiriferen-Material vor.[1]

Bei Zbik, d. h. im Walde oberhalb Zbik, dort wo der von Paczołtowice nach Siedlec führende Weg westlich der Łysa Góra an die Talschluchten herantritt, die sich nach Zbik zu einsenken, ca. 1/2 km nördlich von dem nördlichsten Hause von Siedlec finden sich einige unbedeutende Aufschlüsse in schwarzen Mergelkalken mit oberdevonischen *Leiorhynchus*- und *Spirifer*-Arten.

In der Tiefe der Talschlucht, wo sich dieselbe oberhalb der obersten Häuser von Zbik einengt, findet sich an der östlichen Talseite ein kleiner verlassener Bruch im Kohlenkalk, der durch große *Productus*-Schalen gekennzeichnet ist. Den nächsten Devon-Aufschluß fand ich ca. 200 m nach NO auf dem Abhange.

Auch auf der Pałkowa Góra sind die äußersten Devon- und Kohlenkalkaufschlüsse nicht weit von einander entfernt. Als Pałkowa Góra wurde mir von dem Führer der Krakauer Geologen, dem Marmorbrucharbeiter Maciejowski, einem sehr anstelligen Sammler, der Hügel bezeichnet, der südlich von Paczołtowice und nördlich von dem Mühlsteinbruche der Żarnówka liegt und von dem sich nach SO die Schlucht Łączany dół und nach NO eine kleine Einsenkung nach dem unteren Ende des Dorfes

---

[1]) Beitr. z. Geologie und Paläont. Österr. Ung. **15** 1903. S. 127 ff.

Paczołtowice hin erstreckt. Auf dieser Höhe, aber noch an der Südseite fanden sich bräunliche Kalke des Oberdevons mit einer interessanten Spiriferen-Fauna, die ich a. a. O. beschrieben habe. Auf dem nordöstlichen, rückenartig sich ausstreckenden Ausläufer beobachtete ich große Kohlenkalkblöcke mit dicken großen Brachiopodenschalen, wohl der sog. *Chonetes comoides.*

Es lag demnach der Verdacht nahe, daß LIMANOWSKI devonische Spiriferen in den Händen gehabt hat.

Auf meine Bitte sandte mir die Verwaltung des Museums der Krakauer Akademie der Wissenschaften bereitwilligst die Originale LIMANOWSKIS.

Sein *Spirifer mosquensis* ist in der Tat nichts weiter als eine Form des *Spirifer Murchisonianus;* sie kommt der von mir a. a. O. Taf. XV. Fig. 3 abgebildeten var. „*typus*" sehr nahe, ist aber durch eine noch deutlichere Rundung an Stelle der Sinuskanten ausgezeichnet. Ich besitze übereinstimmende Exemplare, unterschied sie aber nicht als besondere Varietät, sondern rechnete sie zu der obengenannten var. „*typus*". Eine gewisse äußere Ähnlichkeit mit *Spirifer mosquensis* ist wohl vorhanden, LIMANOWSKIS Bestimmung ist begreiflich: die Berippung ist aber anders; die Rippen sind zahlreicher, enger gestellt, auf den Seiten nie gegabelt. Auch sind die Schloßzähne bei weitem nicht so kräftig, wie sie bei *Sp. mosquensis* nach den Figuren bei DAVIDSON und in FRECHS Lethaea (dessen Original mir vorlag) sind.

Weniger verständlich ist die andere Bestimmung LIMANOWSKIS, die des *Spirifer supramosquensis*, zu der er allerdings ein Fragezeichen setzt. Die Originale gehören zu der von mir beschriebenen Form: *Spirifer Murchisonianus* var. *globosa* (a. a. O. Taf. XIV. Fig. 10, 11). Die Originale LIMANOWSKIS sind augenscheinlich auch von MACIEJOWSKI gesammelt, der sonst Devon und Kohlenkalk durch ZARĘCZNY sehr wohl zu unterscheiden gelernt hat. Bei solch einschneidenden Bestimmungen ist aber doch Vorsicht, bezw. Bestätigung des Fundes an Ort und Stelle erwünscht.

Mit der Richtigstellung der Bestimmungen LIMANOWSKIS werden nun auch seine Schlußfolgerungen, das Auftreten marinen Oberkarbons bei Krakau betreffend, widerlegt.

---

7) Über den sog. Glaukonitmergel des Callovien im südwestlichen Polen.

Von Herrn B. v. REHBINDER.

Warschau, den 22. Februar 1904.

Die bisherigen Beschreibungen[1]) dieser das Callovien nach oben hin abschließenden Schicht stimmen nicht ganz miteinander, indem bald von einer stellenweise grünen Färbung des Gesteins, bald von einer solchen überhaupt gesprochen wird. Darin sind sie aber alle einig, daß diese Färbung durch Körner eines grünen Minerals (nach ZEUSCHNER Chlorit, nach anderen Autoren Glaukonit) bedingt wird, welche im Gesteine selbst, oder (nach BUKOWSKI) in dem demselben beigemengten Tone enthalten sind. Die grüne Färbung läßt die aus dieser Schicht stammenden Fossilien auch auf den Halden leicht von denen des weißen Cordatus-Mergel unterscheiden, obgleich auch dieser in seinem unteren Teile noch etwas Glaukonitkörner enthält. Von seinem Liegenden, dem braunen (ev. grauen) sandigen Macrocephalus-Kalkstein ist der Glaukonitmergel nicht scharf getrennt, weil jener in diesen durch allmähliche Zunahme an Ton und kohlensaurem Kalk, verbunden mit dem Auftreten von Glaukonitkörnern, übergeht. BUKOWSKI hebt noch den besonderen Reichtum an Ton im obersten Teil des Mergels hervor. Die Mächtigkeit des letzteren wird auf ca. 0,1 und ca. 0,3 m angegeben.

Auf meinen Exkursionen in der Umgebung von Czenstochau habe ich Gelegenheit gehabt, diese Schicht an sehr guten Aufschlüssen kennen zu lernen, und dabei konstatieren können, daß deren Zusammensetzung eine viel kompliziertere ist, als bisher angenommen wurde.

Zunächst fiel mir auf, daß die Grenze der betreffenden Schicht gegen das Liegende eine viel schärfere ist, als man nach der oben angeführten Beschreibung annehmen könnte. Die Ursache davon ist die, daß im gleichmäßigen Gesteine des Liegenden knollenartige Konkretionen runder, länglicher oder auch von mehr oder minder bizarrer Form auftreten. Dieselben nehmen gewöhnlich nach oben hin rasch an Zahl zu, bis das Gestein schließlich von ihnen vollgespickt ist. Darauf kommt eine dicke oder 2 bis 6 dünnere Platten, womit das Callovien sein Ende erreicht. Das Ganze ist höchstens 0,30 m mächtig.

---

[1]) Vergl. ZEUSCHNER (diese Zeitschr. 1869, S. 565 u. 784), sowie die in meinem vorjährigen Artikel (Ebenda, Monatsbericht No. 1) erwähnte Literatur.

Die Grenze zwischen dem Knollenlager und den Platten ist wellig und an keine bestimmte Höhe gebunden. Manchmal fehlen die Platten, wobei die Knollen bis nach oben gehen. Bisweilen weist in diesem Falle das ganze Gestein nur vereinzelt auftretende Knollen auf. Alle diese Verhältnisse können auf kurzer Strecke und sogar in einem und demselben Steinbruche auftreten.

Die Färbung ist an mehr oder minder frischen Aufschlüssen grünlich, oft mit Rostflecken, besonders sind die Knollen häufig rostig. Dagegen ist in alten Brüchen, namentlich denjenigen beim Gute Pierzchno, so gut wie nichts von der grünen Farbe zu sehen; die Platten sind hier gelblich grau, stellenweise rot, das Knollenlager rostig. Auch in denjenigen Steinbrüchen, in denen die grüne Farbe deutlich auftritt, ist sie nur bei nassem Zustande des Gesteins intensiv.

Dies alles ist dadurch zu erklären, daß die grüne Färbung der Schicht nicht durch Glaukonitkörner, sondern hauptsächlich durch Einschlüsse und Zwischenlagerungen von grünem Ton bedingt wird. Die denselben färbende Substanz tritt im Gesteine zwischen den Knollen z. T. auch unabhängig vom Tone auf. Beide sind nicht an die obere Schicht des Callovien gebunden, sondern kommen auch im Liegenden (grüne Flecken in verschiedener Höhenlage, seltener durchweg grünliche Färbung seines oberen Teils), sowie in den demselben untergeordneten kalkigtonigen Sanden resp. Sandsteinen vor; derselbe Ton ist auch dem unteren Teile des Oxfordien-Mergels eingelagert.

Es kommen, sowohl in der in Frage stehenden Schicht, als auch etwas unterhalb derselben, karminrote Flecke vor, die von einem roten Ton bedingt werden. Der Gehalt an glaukonitähnlichen Körnern ist zwar für die betreffende Schicht nicht ganz zu leugnen: sie kommen aber in den von mir untersuchten Steinbrüchen bei Czenstochau, Klobucko und Pierzchno nur selten und in zu geringer Menge vor, als daß sie die Färbung der Schicht bedingen könnten.[1]) Die Platten sind frei davon. Die eigentliche Färbung des Gesteins ist für die gesamte Schicht gelbgrau, an und für sich ist das Gestein nicht besonders tonig. Das Gestein zwischen den Knollen besteht aus sandigem Kalk, die Knollen selbst meist aus festem Kalksandstein. Nur in einem der auf dem Berge Jasnaja Gora bei Czenstochau liegenden Stein-

[1]) Dagegen findet man häufig glaukonitähnliche Körner in den oben erwähnten, viel tiefer liegenden Zwischenlagen der Macrocephalus-Schichten und zwar manchmal in viel größerer Menge. Somit kann die obere Schicht des Callovien weder als Glaukonit-Schicht bezeichnet werden, noch kann man jedes grüne Gestein auf den Halden als aus dieser Schicht stammend ansehen.

brüche (namentlich in demjenigen, welcher westlich vom Kloster und südlich von dem von diesem nach dem Vorwerke Lyseniec führenden Wege liegt), in dem die Platten fehlen, fand ich, daß an einer Stelle, wo die Knollen sehr spärlich verteilt und die sie enthaltende Schicht sehr wenig mächtig waren, diese Knollen aus Hornstein bestanden. Die Platten bieten ein besonderes Interesse.

Die obere Fläche jeder Platte ist gewöhnlich von ziemlich flachen, unregelmäßig rundlichen Höckern, die untere Fläche (mit Ausnahme der untersten Platte, deren untere Fläche keine eigene Form zeigt) mit entsprechenden Einsenkungen bedeckt. Die Zwischenräume zwischen den Höckern bilden ein Netz, das an der unteren Fläche in der Gestalt von Kämmen zwischen den Einsenkungen hervortritt. Im Vertikalschnitt erscheint dieses Netz in der Form von vertikalen Septen, so daß man annehmen möchte, dasselbe sei Kittsubstanz, welche die einzelnen (den Höckern und Senkungen entsprechenden) zylindrischen Körper verbindet. Die Einzelkörper zeigen eine flache, konzentrisch-schalige Struktur, die an verwitterten Stücken sehr deutlich hervortritt; die Schichtung ist eine horizontale. Zu gleicher Zeit bemerkt man eine unregelmäßig radiäre Strahlung, welche zusammen mit der Schichtung ein unregelmäßiges Netzgewebe erzeugt, dessen Maschen mit gelbem Ocker ausgefüllt sind.

Durch den konzentrischen Aufbau (manchmal auch durch Toneinlagen) erklärt es sich leicht, weshalb bald eine, bald, oft dicht daneben, mehrere Platten vorhanden sind. Solche Trennung kann man oft auch durch Schlagen hervorrufen.

Die eben gegebene Beschreibung behandelt den typischen Fall. Die Ausbildung kann aber im ganzen verschieden sein, sowohl in Bezug auf die Größe und Lage der Einzelkörper, als auch auf Deutlichkeit der Struktur und Form der Oberflächenbeschaffenheit.

Die obenerwähnte Struktur läßt an der organischen Natur dieser Platten keinen Zweifel aufkommen. Unter dem Mikroskop sieht man viele Nadeln. Ich möchte diese Gebilde für Schwämme halten; diese Ansicht hat auch nach der Meinung des Herrn Professors Jäkel das meiste für sich. Die ganze Substanz bis auf den Ocker der Zwischenräume löst sich in Salzsäure auf; also sind es Kalkschwämme. Von einer näheren Untersuchung sehe ich ab, indem ich sie einem Spezialisten überlassen will. Diese Kalkschwammbildung besitzt nur eine geringe Mächtigkeit (höchstens 0,18 m), aber eine große horizontale Verbreitung: denn von den zwölf Steinbrüchen bei Pierzchno, Libidza, Klobucko und Czenstochau, die ich untersuchte, habe ich nur in zweien bei Czenstochau diese Schwämme nicht nachweisen können und

zwar in dem schon oben erwähnten Steinbruche westlich vom Kloster, sowie in einem, der südlich vom ersten und westlich von der kleinen Befestigung auf demselben Berge liegt. Dabei ist zu bemerken, daß Klobucko von Czenstochau 16 km entfernt liegt, die übrigen Orte liegen dazwischen. Weitere Untersuchungen werden wohl auch eine weitere Verbreitung dieser Schwämme nachweisen.

8. Über präglaciale marine Ablagerungen im östlichen Norddeutschland.

Von Herrn G. Maas.

Berlin, den 6. März 1904.

Im Jahre 1899 beschrieb G. Müller[1]) marine Ablagerungen von Boizenburg a. d. Elbe, die dort das Glacialdiluvium unterlagern und als Aequivalent der Cardiumsande von Lauenburg und Bleckede angesprochen wurden, für Präglacial, während Gottsche diese Bildungen als ältestes Interglacial auffassen wollte. Ähnliche Verhältnisse haben sich nun seit einer Reihe von Jahren an mehreren Punkten des nordostdeutschen Flachlandes gezeigt, die im folgenden ganz kurz angeführt sein sollen, während ich mir eine genaue Darstellung für später vorbehalte.

Bereits im Jahre 1884 wies Jentzsch[2]) im Anschluß an Berendt auf das Vorkommen mariner Conchylien bei Bromberg und Ostrometzko hin, die sich hier in dem die Tertiärtone unmittelbar überlagernden Diluvialsanden finden; doch glaubte er, sie als umgelagert ansprechen zu müssen, besonders da sie bei Ostrometzko zusammen mit *Dreissena* beobachtet wurden. Bei mehrfachen Besuchen der Ostrometzkoer Ziegelei, deren Grubenaufschlüsse oft ihr Aussehen wechseln, konnte ich nun feststellen, daß die Miocäntone unmittelbar von einer dünnen Bank schwach kalkiger und meist völlig feldspatfreier Sande überlagert werden, in denen sich *Cardium edule* und *Cyprina* sp. finden. Auf diese Sande legen sich, von ihnen oft durch eine Geröllebank getrennt, echte kies- und feinsandstreifige Diluvialsande, die in den tieferen Teilen marine Fauna mit Süßwasserchonchylien, *Anodonta* und *Dreissena*, gemischt, enthalten und nach oben zu nur noch letztere aufweisen. Wie bereits Jentzsch erkannte, bilden diese Sande die tiefste Schicht des gesamten Diluviums von Ostrometzko.

[1]) Präglaciale marine und Süßwasserablagerungen bei Boizenburg a. d. Elbe. Arch. Ver. Freunde d. Naturgesch. Mecklenburg 53. 1899.
[2]) Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. Berlin 1884. S. 505—506.

Ähnlich liegen die Verhältnisse bei Bromberg. Hier ist das Tertiär zusammen mit dem unteren Diluvium in eine Reihe nordwestlich streichender Sättel und Mulden zusammengeschoben, die diskordant vom oberen Diluvium überlagert werden. In einigen Ziegeleien sieht man nun die Miocäntone stellenweise von Geschiebemergel überlagert, der nach Lage der Dinge nur unterer sein kann. Dieser untere Geschiebemergel enthält aber zuweilen als Geschiebe Einlagerungen sekundär mit Kalk infiltrierter feldspatfreier Sande, aus denen sich im Laufe der Zeit folgende Schalreste sammeln ließen: *Cardium edule*, *Cardium echinatum*, *Tellina baltica*, *Cyprina*, *Mytilus edulis*, *Tapes* und *Nassa reticulata*. Die gleichen Sande, gleichfalls durch vereinzelte Schalreste bezeichnet, treten auch hin und wieder als linsenförmige Massen an der Unterseite des Geschiebemergels auf, schieben sich also zwischen Miocän und Diluvium ein. Dieselbe Beobachtung konnte ich auch bei Bethkenhammer nördlich von Schneidemühl machen, wo gleichfalls sowohl unter als auch in dem zusammen mit dem Miocän stark dislocierten unteren Geschiebemergel Schollen feldspatfreier Sande auftreten, die hier allerdings nur wenige unbestimmbare glatte Schalenbruchstücke lieferten. Gut erhaltene, z. T. noch zusammenhängende Schalen von *Cardium edule*, *Tellina baltica* und Bruchstücke einer großen *Cyprina* fanden sich auch in großer Menge in der untersten Geschiebemergelbank der Schächte und Bohrlöcher der Gegend von Filehne, Czarnikau und Schoenlanke, zuweilen noch von Ballen schwach toniger und glimmerreicher, aber kalk- und feldspatfreier Sande umgeben; und die gleichen Sande, teils mit, teils ohne Fossilien treten sogar noch weiter südlich bei Zirke in dem einzigen dort vorhandenen Geschiebemergel, zuweilen in mehrere Kubikmeter haltenden Massen auf und wurden als dünne Linse von etwa 10 m Länge auf dem Miocänton der Ziegelei zu Kulm bei Birnbaum festgestellt, hier allerdings wohl ebenfalls nur als Scholle an der Basis des unteren Geschiebemergels, aber charakterisiert durch *Cardium edule* und *Nassa reticulata*. Ähnliche Massen mit vereinzelten Schalenresten zeigten sich auch in den tiefsten Teilen des Diluviums bei Crone a. Br. und südlich von Tuchel sowie an den miocänen Aufragungen des Kreises Wirsitz; doch ließ sich hier noch nicht mit Sicherheit bestimmen, ob man es mit diluvialen Geschieben oder mit teilweise verunreinigten anstehenden Massen zu tun hat. Jedenfalls treten die fraglichen Bildungen stets unmittelbar über dem Miocän und in den tiefsten Schichten des Diluviums auf. Sicher als Geschiebe zu deuten sind Reste von *Cardium*, *Tellina* und *Cyprina* aus Bohrproben von Lindenwald bei Vandsburg, Krojanten bei Konitz, Försterei Döberitz,

Kreis Deutsch Krone, und Belgard in Pommern. Überall fanden sich hier die Schalreste nur in der das Miocän unmittelbar überlagernden Geschiebemergelbank, die in Belgard und Fb. Doeberitz durch ein darüber liegendes Süßwasserinterglacial sicher als unterer Geschiebemergel erwiesen ist. Nicht mit Geschieben, sondern mit anstehenden Ablagerungen hat man es dagegen wieder zwischen Inowrazlaw und Thorn, besonders in der Umgebung von Argenau, zu tun, wo eine ganze Anzahl von Bohrungen wieder marine Schichten in unmittelbaren Hangenden des Miocän erwiesen. Überall handelt es sich hier um feinkörnige, kalkarme oder kalkfreie, stets feldspatfreie, reine oder schwach tonige und zuweilen glimmerhaltige Quarzsande verschiedener Farbe, deren Mächtigkeit meist weniger als ein Meter beträgt. Aus diesen Sanden ließen sich neben zahlreichem Schalengrus viele Exemplare folgender Fossilien auslesen: *Cardium edule*, *Cardium echinatum*, *Tellina baltica*, *Ostrea*, *Mytilus edulis*, *Cyprina* und *Nassa reticulata*. Viele der Schalen, unter denen sich mehrere zweiklappige Exemplare befanden, zeigten noch Farbenspuren und glänzende Innenseiten, andere dagegen waren stark korrodiert, aber nicht abgerieben, sondern, wie das maschenförmige Netzwerk von Lamellen zeigte, aufgelöst, vielleicht durch Sickerwässer in den kalkfreien Sanden, vielleicht auch gleich nach der Ablagerung. Die ganze Ablagerung mit dem reichlichen Schalengrus macht durchaus den Eindruck einer Strandbildung. Keinesfalls hat man es hier mit diluvial umgelagerten Massen zu tun. Dagegen spricht einmal die gleichmäßige Art der Ausbildung und Verbreitung, dann aber besonders der Schichtenverband, in dem diese Cardiumsande auftreten. Überall zeigt sich nämlich über diesen Sanden zunächst eine 0,5—1 m mächtige Bank nordischer Gerölle von Hasel- bis Wallnußgröße, die wieder von mehreren Metern feiner bis kiesiger Spatsande überlagert werden, bevor die unterste Geschiebemergelbank sich einstellt. Da überall, auch in der ganzen Umgebung, zwei, durch mächtige geschichtete Sedimente getrennte Geschiebemergel vorhanden sind, so ist sicher, daß auch in der Gegend von Argenau die marinen Ablagerungen sich zwischen Miocän und das unterste Glacialdiluvium einschieben.

Setzt man die Richtigkeit der für Norddeutschland angenommenen Gliederung des Diluviums voraus, so ist sicher, daß die beschriebenen marinen Ablagerungen nicht mit dem neuerdings mehrfach in Zweifel gezogenen, der letzten Interglacialzeit zugerechneten marinen Interglacial des unteren Weichselgebietes und Ostpreußens vereinigt werden können; denn diesem letzten Interglacial würde das Süßwasserinterglacial unseres Gebietes entsprechen, von dem die marinen Bildungen durch Geschiebemergel und andere mächtige nordische Sedimente

getrennt sind. Unsere marinen Ablagerungen müssen also entweder einem älteren Interglacial oder dem Präglacial angehören. Etwas bestimmtes hierüber läßt sich vorläufig noch nicht aussagen, da die älteste Grundmoräne bei Annahme dreier Eiszeiten bisher zwischen Oder und Weichsel weder nördlich noch südlich des baltischen Höhenrückens mit einiger Sicherheit nachgewiesen ist. Bei dem gänzlichen Fehlen nordischen bezw. glacialen Materiales in unseren marinen Sanden würde sich bis auf weiteres aber wohl ihre Zurechnung zum Präglacial empfehlen.

---

9. Die glacialen Störungen in den Kreidegruben von Finkenwalde bei Stettin.

Von Herrn F. Wahnschaffe.

Hierzu Taf. VIII u. 3 Textfig.

Berlin, den 7. März 1904.

In einem Aufsatze „Über glaciale Druck- und Faltungserscheinungen im Oder-Gebiet", der sich vorwiegend mit den Störungserscheinungen in den Aufschlüssen des Katzengebirges bei Trebnitz beschäftigt, zieht F. Frech[1]) zum Vergleich die von mir beschriebenen glacialen Schichtenstörungen in den Kreidegruben von Finkenwalde bei Stettin heran. Er erläutert kurz die dortigen Lagerungsverhältnisse an der Hand einer nach photographischen Aufnahmen hergestellten Skizze des westlichen Stoßes der Kreidegrube Katharinenhof (Taf. 29), sowie einer Profilzeichnung der Grube der Zementfabrik Stern (Taf. 30). Durch diese seine Darstellung sehe ich mich veranlaßt, auf Grund einer Reihe neuer Beobachtungen in den erweiterten Grubenaufschlüssen und unter Bezugnahme auf meine früheren Veröffentlichungen[2]) zu den Mitteilungen Frechs einige Berichtigungen und Ergänzungen zu geben.

---

[1]) Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde Berlin 1901. **36** Nr. 5, S. 225—226, T. 29 u. 30. — Der Besuch der Gruben durch Frech hat am 26. II. 1898 stattgefunden, wie aus S. 225, Anm. 5, hervorgeht.

[2]) Die Kreidegruben von Finkenwalde. Jahrb. d. Kgl. Preuss. geolog. L.-A. für 1898. **18**, S. 52—58. — Die Ursachen der Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes 1901. S. 110—112. — Frech bezieht sich nur auf mein Buch und mußte nach einem Druckfehler auf S. 112 allerdings annehmen, daß mein Profil des westlichen Stoßes der Grube Katharinenhof aus dem Jahre 1889 stamme.



Erklärung der Tafel VIII.

Westlicher Stoß der Kreidegrube Katharinenhof.

1. Obersenone Mucronaten-Kreide. 2. Grünsand. 3. Mitteloligocäner Septarienton. 4. Unterer Geschiebemergel. 5. Unterer Diluvialkies. 5a. Unterer Diluvialsand. 5b. Unterdiluviales Konglomerat. 6. Oberer Geschiebemergel.



Phot. v. Th. Wahnschaffe 17. IX. 1903.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.



FRECH meint, daß der Maßstab meiner Profile von Finkenwalde zu klein sei, um eine Vorstellung von der Großartigkeit der glacialen Faltungen zu geben. Ganz abgesehen davon, daß jeder Geologe imstande ist, sich nach dem beigegebenen Maßstabe eine richtige Vorstellung von den Größenverhältnissen eines Profiles zu machen, ist die Angabe FRECHS von der Höhe des Aufschlusses in der Grube Katharinenhof („86 m") ganz unzutreffend, während meine von ihm in Zweifel gezogene Angabe von 57 m, die ich Herrn Inspektor BRUHN verdankte, den tatsächlichen Verhältnissen entspricht Um mich davon zu überzeugen, habe ich im Oktober 1902 die Höhe der Grubenwand mittels eines Bindfadens z. T. nachgemessen. Danach betrug der Abstand von der untersten Sohle der Grube bis zur mittleren Abbausohle 20 m, von dort bis zur obersten 17 m und von hier bis zur Oberfläche schätzungsweise wieder 20 m. Zu einem ganz ähnlichen Resultat kommt man, wenn man die Aufnahmen des Kgl. Preuß. Generalstabes vom Jahre 1886 (Sektion Podejuch) zu Rate zieht. Die Sohle der Grube Katharinenhof liegt gegenwärtig 24 m über dem Reglitzspiegel, der dem Ostseespiegel nahezu gleich ist, während die 80- und 85 m-Kurven die oberen Ränder der Grube durchziehen. Daraus folgt, daß seit 1886 die Höhe der Grubenwände 61 m nicht überschritten haben kann und daß demnach die Angabe FRECHS auf einem Irrtume beruhen muß.

Ferner weist FRECH darauf hin, daß in meinem Profile der von ihm dargestellte oberoligocäne Grünsand fehlt, weil dieser „1889" offenbar noch nicht aufgeschlossen gewesen sei. Mein Profil von 1898 zeigt unter der mittleren Abbausohle allerdings nur muldenförmig in die Kreide eingelagerte diluviale Kiese. Ich habe damals dieselben, die vorwiegend im unteren Teile der Glacialmulde in stark gebogenen Schichten auftraten, nicht ausdrücklich von dem darüber liegenden feineren Diluvialsande unterschieden, weil auch diese wiederum von einer dünnen Kies- und Geröllescbicht bedeckt waren, wie auf verschiedenen älteren Photographien noch deutlich zu erkennen ist. Da FRECH aber das Vorkommen von oberoligocänem Grünsand in dieser Partie des Profiles besonders betont und ihn als Schicht 3 darstellt, so habe ich das Profil im Sommer 1902 und 1903 nochmals genau untersucht und wiederholt photographiert und gezeichnet.

Er führte daher die Differenzen in unseren Darstellungen auf das von ihm angenommene verschiedene Alter der Profile zurück. Mein Profil ist jedoch für den Führer für die Glacialexkursionen der Deutschen geologischen Gesellschaft nach einer von mir am 24. Juli 1898 aufgenommenen Photographie und nach wiederholten Besichtigungen des Aufschlusses gezeichnet worden.

Der Abbau ist am westlichen Stoße der zur Zementfabrik Züllchow gehörigen Kreidegrube Katharinenhof seit 1898 bedeutend weiter vorgeschritten, sodaß die kleinere Kiespartie unmittelbar über der mittleren Abbausohle bereits verschwunden und an dieser Stelle die dahinterliegende Kreide zum Vorschein gekommen ist. Ebenso ist die schmale apophysenartige Einpressung des Septarientones in die Kreide auf der rechten Seite meines früheren Profiles bereits abgebaut. Was nun die in die Kreide eingefalteten diluvialen Kiese und Sande unterhalb der mittleren Sohle betrifft, so hat auch hier der Abbau bedeutende Fortschritte gemacht. Zu unterst sieht man (Profil 1 und Taf. VIII) noch immer die muldenartig gebogenen und schließlich steil aufgerichteten groben nordischen Kiese (5), die aber jetzt unter der Grubensohle verschwinden, während sie früher noch oberhalb der Sohle von Kreide unterlagert wurden. Der senkrechte Flügel dieser Kiese wird zunächst von einer dünnen Schicht feinen Diluvialsandes unterlagert, sodann folgt eine unten breite, nach oben spitzer zulaufende Partie Geschiebemergel (4) und schließlich eine wenige Zentimeter mächtige Grünsandschicht (2), die unmittelbar an die Kreide (1) anstößt. Diese letztgenannten drei Schichten waren früher von der davorliegenden Kreide verdeckt, doch habe ich schon im Jahre 1898 eine dünne Grünsandschicht als unmittelbare Bedeckung der Kreide beobachten können.[1])

Über dem diluvialen Kiese, dessen oberste Schicht infolge von Verkittung als starke Rippe aus der Grubenwand hervortritt (Tafel VIII), folgt ein schwach grünlich gefärbter feinkörniger Sand (5a), dessen Schichten die Aufbiegung der Kiesbank genau wiederholen. Eine Untersuchung mehrerer Proben dieses Sandes ergab, daß er im wesentlichen ein Quarzsand ist, der durch eine mäßige Beimengung von Glaukonitkörnern, besonders in den feineren Partien, grünlich gefärbt ist. Daneben fanden sich außer Feldspatkörnchen auch solche eines harten grauen, wahrscheinlich silurischen Kalkes, ferner ziemlich große Kreide- und zahlreiche Braunkohlenbröckchen. Der Sand ist daher nicht als oberoligocän zu bezeichnen, sondern stellt einen während der Eiszeit abgelagerten, aber vorwiegend aus umgelagertem tertiären Materiale gebildeten Diluvialsand dar. Es sei hier noch hervorgehoben, daß die Glacialbildungen in den Finkenwalder Gruben, wie bei den großartigen Störungen gar nicht anders zu erwarten ist, vielfach reichlich mit tertiärem Materiale gemischt sind. Der untere Geschiebemergel zeigt in seinen tiefsten Partien häufig eine schwärzliche Farbe, die von dem auf-

[1]) Jahrb. d. Kgl. Preuß. geolog. L.-A. 1897, S. 54.

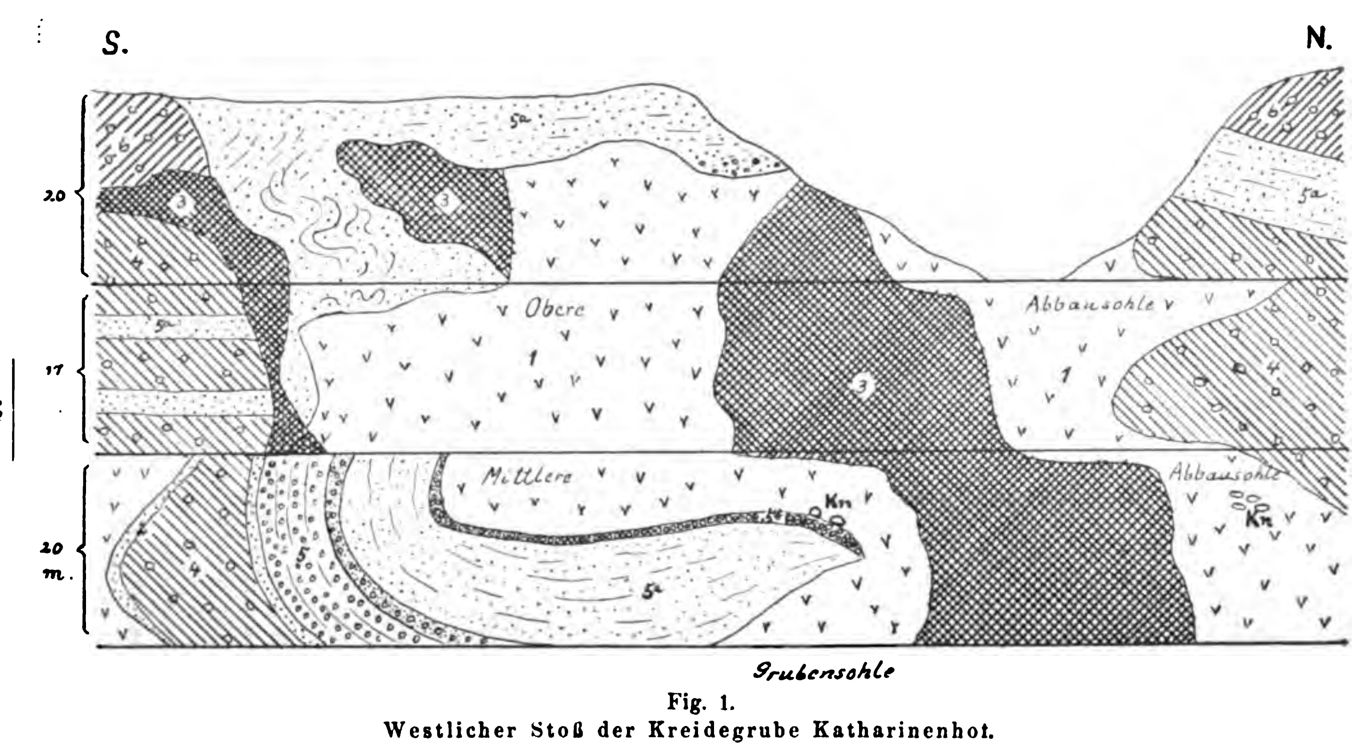


Fig. 1.

Westlicher Stoß der Kreidegrube Katharinenhof.

1. Obersenone Mucronaten-Kreide. 2. Grünsand. 3. Mitteloligocäner Septarienton. 4. Unterer Geschiebemergel. 5. Unterer Diluvialkies. 5a. Unterer Diluvialsand. 5b. Unterdiluviales Konglomerat. 6. Oberer Geschiebemergel. Kn Knollenstein.

gearbeiteten Septarientone herstammt; in der Grube Katharinenhof bildete er an einer Stelle der Westwand mit dem verkneteten Septarienton eine typische Lokalmoräne. In derselben Grube treten an der Nordwand neben der jetzt fast abgebauten steilen Kreideklippe ebenso steil gestellte Diluvialsande auf, deren Schichtung durch eingeschwemmte Braunkohlenreste scharf markiert ist. Außerdem zeigen die obersten Partien des Septarientones schmitzenweis vorkommende, offenbar durch glaciale Druckwirkungen in ihn hineingepreßte Grünsandreste von dunkelgrüner Farbe.

Der schwach grünlich gefärbte Diluvialsand wird von einer dünnen Konglomeratschicht (5b) bedeckt, die aus großen und kleinen nordischen Blöcken besteht und in der Grube „Stern“ gegenwärtig in größerer Ausdehnung und mächtigerer Ausbildung auftritt. Auf dem Konglomerat der Grube Katharinenhof werden vereinzelte Braunkohlenquarzite mit knolliger, aber glatter Oberfläche und senkrecht auftretenden Wurzelresten angetroffen, auf die wir bei Besprechung der Grube Stern noch näher eingehen werden. Die eben beschriebene Glacialmulde hat eine Länge von etwa 70 m.

Der im südlichen Teile des Profils (Fig. 1) bis an die Oberfläche reichende feinkörnige hellgelbe Diluvialsand ist im unteren Teile stark gewunden und scheint mit den eingefalteten Diluvialschichten in Verbindung zu stehen. Der untere Geschiebemergel (4), der von einem Septarientonrest schweifartig umgeben ist, zeigt infolge kiesig-sandiger Einlagerungen eine deutliche Bankung und tritt auch am Nordstoße der Grube noch in mächtiger Entwicklung auf. Die von Frech gegebene summarische Darstellung der Glacialbildungen als „unterer Diluvialsand“ auf der linken Seite seines Profiles ist daher nur als flüchtige Skizze zu betrachten, weshalb die Reproduktion in der Lethaea geognostica[1]) in vergrößertem Maßstabe besser unterblieben wäre.

Nicht minder unvollständig ist das Frechsche Profil der Grube Stern. Es stellt einen Teil der Nordwand dar und zeigt eine bis zu 32 m mächtige Kreidebank, die auf Septarienton liegt und von diluvialen Sanden und Geschiebemergel überlagert wird. Da hiermit jedoch die Lagerungsverhältnisse nicht erschöpfend dargestellt sind und Frech auch in der Erklärung nur von einer Überschiebung der Kreide auf Septarienton spricht, so

[1]) Lethaea geognostica 1903. III. Teil. 2. I. Abt. Lief. 1. S. 77. — Auch die Deutung der Einzelansicht auf S. 78 ist unrichtig. Nicht die Kreide ist intrusiv, sondern der Septarienton ist in die Kreide eingefaltet.

sehe ich mich genötigt, auf diesen interessanten Aufschluß nochmals näher einzugehen. Ich muß dies umsomehr, als auch DEECKE neuerdings verschiedene Beobachtungen über die Lagerungsverhältnisse in dieser Grube mitgeteilt hat und dabei zu abweichenden Ansichten über das Alter der von BERENDT[1]) und mir zum Unteroligocän gestellten Braunkohlenquarzite gelangt ist.

Das von mir 1898 für die Glacialexkursion der Deutschen geologischen Gesellschaft veröffentlichte schematische Profil, welches in Nordost-Südwest-Richtung durch die gemeinsame Kreidegrube der Zementfabriken Stern und Züllchow gelegt worden ist, sollte nur die allgemeinen Lagerungsverhältnisse unter Fortlassung der Details zum Ausdruck bringen. Durch ein Gutachten, welches ich für die Stettiner Portlandzementfabrik in Züllchow abgegeben hatte, war ich genötigt, Ende Januar 1899 nochmals eine genaue, meine Auffassung der Lagerungsverhältnisse bestätigende Revision dieses schematischen Profiles auszuführen. Die hier im Text wiedergegebene Abbildung (Fig. 2) bringt dasselbe mit einigen Ergänzungen, die sich infolge fortschreitenden Abbaus und vollständigerer Bloßlegung der nördlichen Grubenwand im Herbst 1903 ergaben.

Beim Eintritt in die Grube unmittelbar am Tunnel sieht man jetzt an der nördlichen Grubenwand auf der Kreide eine nur schwach entwickelte diluviale Konglomeratschicht, welche sehr viele Feuersteine und vereinzelte Braunkohlenquarzite enthält. Im weiteren Verlauf verschwindet dies Konglomerat, und einzelne große Platten des Braunkohlenquarzits liegen ohne diluviale Zwischenschicht unmittelbar auf der Kreide. Diese Platten, welche einen Durchmesser von ungefähr einem Meter besitzen, waren bereits von den darüber liegenden Schichten entblößt, doch scheinen, nach den Aufschlüssen an der Grubenwand zu urteilen, feinere Sande darüber gelegen zu haben. Das soeben erwähnte Konglomerat ist nur wenige Zentimeter stark und geht nach oben in kiesige Sande über. Dann folgt eine Bank von unterem Geschiebemergel, der sich nach Osten zu auskeilt und durch eine ebenfalls auskeilende Kiesschicht fortgesetzt wird. Über dem Geschiebemergel folgen mächtige fein geschichtete Diluvialsande, die im vorderen Teile der nördlichen Grubenwand zu Tage ausstreichen, aber weiter nach Osten hin von oberem Geschiebemergel überlagert werden, der hier eine Mächtigkeit bis zu 10 m besitzt. FRECH gibt auf seinem Profile der Nordwand (Taf. 30) eine Bank unteren Geschiebemergels an, die nach

[1]) Kreide und Tertiär von Finkenwalde bei Stettin. Diese Zeitschr. 36. 1884. S. 866—874.

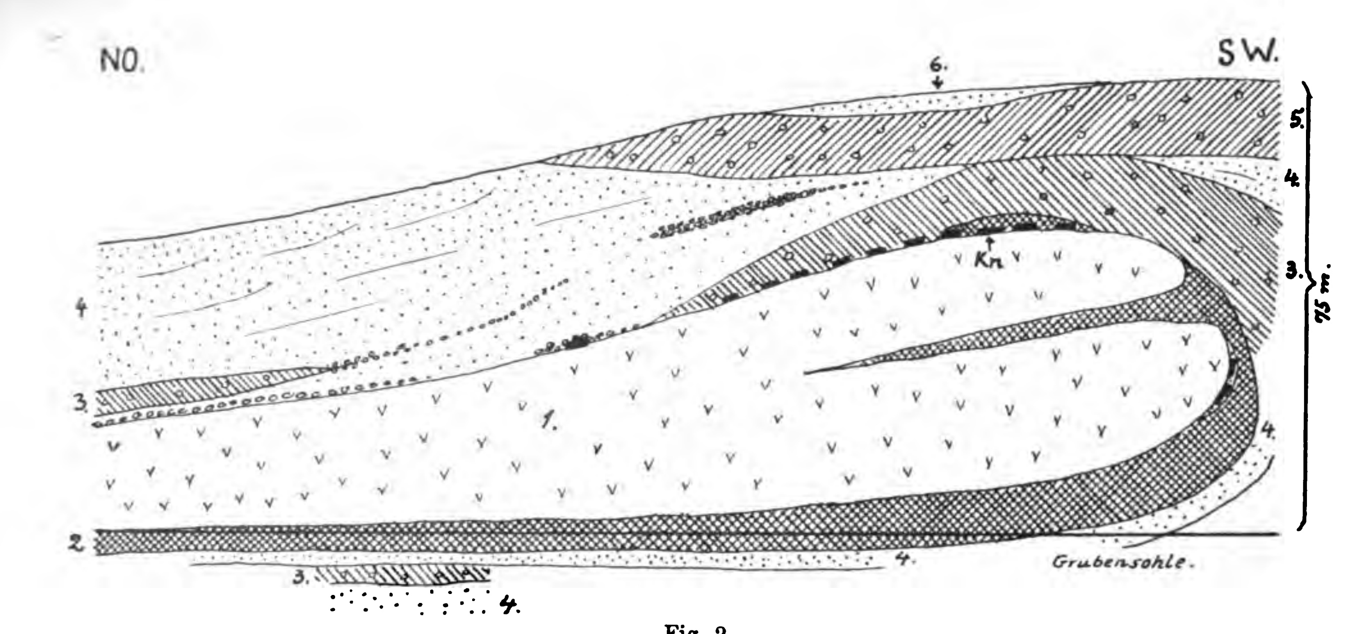


Fig. 2.

Schematisches Profil durch die Grube der Zementfabriken „Stern“ und „Züllchow“.

1. Obersenone Mucronaten-Kreide. 2. Mitteloligocäner Septarienton. 3. Unterer Geschiebemergel. 4. Unterer Diluvialsand. 5. Oberer Geschiebemergel. 6. Oberer Diluvialsand. Kn Knollenstein.

Westen zu sich in den Diluvialsand einschiebt, nach Osten zu direkt vom oberen Geschiebemergel überlagert sein soll. Ich glaube jedoch nicht, daß es sich hier um zwei getrennte Geschiebemergel handelt, da die Ablagerung nach Osten zu völlig einheitlich erscheint. Meiner Ansicht nach liegt hier nur eine spitz in den oberen Geschiebemergel hineingepreßte Apophyse des darunter liegenden Diluvialsandes vor.

An derselben Nordwand der Grube sieht man gegenwärtig ziemlich nahe unter dem oberen Geschiebemergel eine harte Konglomeratschicht von einem halben Meter Mächtigkeit in den geschichteten Diluvialsand eingelagert. Dieses schon von Deecke beschriebene Konglomerat, welches größtenteils aus nordischen Blöcken und Geröllen besteht, ist sehr verdrückt und zeigt zerquetschte und wieder verkittete Geschiebe. Braunkohlenquarzite habe ich hier, wo große Schollen des Konglomerates von der Grubenwand heruntergestürzt waren und auf der obersten Abbausohle dicht gedrängt umher lagen, nicht beobachten können. Südlich von dieser Stelle jedoch liegt unmittelbar auf der Kreide gegenwärtig eine dünne Konglomeratschicht, die aus nordischem Materiale besteht und wie am Eingang beim Tunnel vereinzelte große Braunkohlenquarzite enthält. Diese mischen sich nach meinen Beobachtungen dem Konglomerat nur dort bei, wo es direkt der Kreide aufsitzt. Deecke[1]) dagegen stellt es in seinen Ausführungen über Tektonik und Eisdruck S. 23 so dar, als ob diese Quarzite der Grube Stern stets in dem diluvialen Konglomerat lägen und ihre Zurechnung zum Unteroligocän demnach unberechtigt sei; denn das Konglomerat sei — woran allerdings nicht zu zweifeln ist — typisch diluvial und umschließe die Quarzite als Auswaschungsrückstände von miocänen, den pommerschen Braunkohlen zugehörigen Schichten.

Diese Auffassung kann ich nach meinen langjährigen Beobachtungen in der Grube Stern, die mit der Kartierung von Blatt Podejuch 1889 begannen, nicht teilen. Durch den fortschreitenden Abbau haben sich seit dem Jahre 1898 die Verhältnisse allerdings so wesentlich geändert, daß die Knollensteine jetzt nur noch vereinzelt in der Grube zu finden sind. Früher war, wie dies auch mein schematisches Profil darstellt, im südöstlichen Teile der Grube eine ausgedehnte, ursprünglich von unterem Geschiebemergel bedeckt gewesene Kreideoberfläche entblößt, und auf dieser lag ohne diluviale Zwischenschicht auf

---

[1]) Geologische Miscellen aus Pommern. Mitteil. naturw. Ver. für Neu-Vorpommern und Rügen zu Greifswald. 35. 1903. S. 23.

weite Erstreckung ein dichtes Pflaster von Quarziten[1]), sodaß nur an eine ursprüngliche Lagerung gedacht werden konnte, umsomehr, als an einer Stelle, die jetzt ebenfalls abgebaut ist, die Quarzite durch einen Rest Septarienton vom überlagernden Geschiebemergel getrennt wurden. Ebenso wichtig für die Altersbestimmung der Quarzite ist eine Stelle im südlichsten Teile der Grube an dem liegenden Sattel der Kreide und des Septarientones. Hier sieht man noch jetzt einen, von diluvialen Beimengungen ganz freien, groben glaukonitischen Sand zwischen Kreide und Septarienton und in diesen eingebettet einige Braunkohlenquarzite. Dieser von mir nachgewiesene, braun verwitterte glaukonitische Sand[2]) kann wegen des Fehlens von nordischem Materiale nicht mit dem oben erwähnten blockreichen Konglomerat von typisch diluvialem Charakter identifiziert werden, wie dies DEECKE[3]) irrtümlich tut. In der Grube Katharinenhof finden sich, wie schon erwähnt, vereinzelte große Braunkohlenquarzite auf der Konglomeratschicht im Profil 1 bei Kn. Hier sind jedoch diese Blöcke sichtlich erst bei der Faltung disloziert worden und bieten durch ihre Lagerung keinen Anhalt für ihre Altersbestimmung. An und für sich wäre ja das Vorkommen von Knollensteinen in den sandigen Bildungen der norddeutschen miocänen Braunkohlenformation nicht weiter auffallend, bisher jedoch ist meines Wissens im Verbreitungsgebiet dieser Ablagerungen keine Stelle bekannt geworden, wo derartige Knollensteine anstehend vorkommen. In den unteroligocänen Braunkohlenbildungen des subhercynen Gebietes treten sie dagegen in mehreren Horizonten außerordentlich häufig auf und es lag nahe, sie mit diesen ihrem Alter nach zu parallelisieren. Nach meiner Ansicht muß man auf grund der Lagerungsverhältnisse an der zuerst von BERENDT vertretenen Zurechnung der Braunkohlenquarzite zum Unteroligocän festhalten. Es ist ein Irrtum von DEECKE, wenn er das Vorkommen der Quarzite in der Grube Stern an das diluviale Konglomerat geknüpft glaubt, da dieses gerade dort, wo die Knollensteine früher am massenhaftesten auftraten, nicht vorhanden war.

---

[1]) G. BERENDT berichtete 1884 (Diese Zeitschr. S. 867 u. 871), daß die Quarzitblöcke „zu Hunderten" die ganze Oberfläche der Kreide bedeckten, und Herr Inspektor BRUHN hat mir noch kürzlich bestätigt, daß sie früher zeitweise den Eindruck einer zusammenhängenden Schicht gemacht hätten.

[2]) Erläuterungen zu Blatt Podejuch S. 14. — Das Heft wurde zwar erst 1899 mit der ganzen Lieferung ausgegeben, lag jedoch bereits seit 1893 gedruckt vor, weshalb es mir leider nicht mehr möglich war, meine Beobachtungen vom Jahre 1898 noch zu verwerten.

[3]) a. a. O. S. 23.

Um zu zeigen, wie sehr sich die Profile durch den weiteren Fortschritt des Abbaus verändern, mag noch ein Detailprofil (Fig. 3)

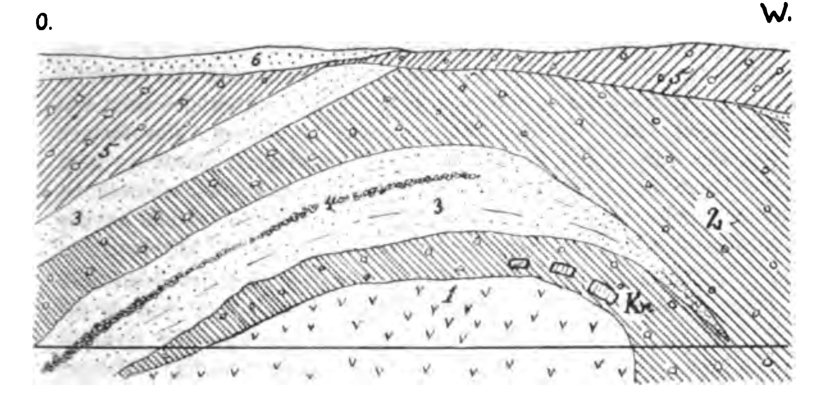


Fig. 8.
Südlicher Stoß der Grube der Zementfabriken „Stern“ und „Züllchow“.

1. Obersenone Mucronaten-Kreide. 2. Unterer Geschiebemergel. 3. Unterer Diluvialsand. 4. Unterdiluviale Konglomeratschicht. 5. Oberer Geschiebemergel. 6. Oberer Diluvialsand. Kn Knollenstein.

hier Aufnahme finden, welches am südöstlichen Stoße der Grube Stern gegenwärtig die Umbiegung des Kreidesattels und die ihn überlagernden Diluvialschichten zeigt. Von dem Knollensteinpflaster auf der Kreide ist nichts mehr zu sehen, nur erinnern daran einige große Quarzite, die von dem die Kreide überlagernden unteren Geschiebemergel aufgenommen sind. Stellte dieser früher eine einheitliche Bank dar (Profil 2), so ist jetzt eine nach Südwest sich auskeilende Bank geschichteten Diluvialsandes (3) in ihn eingeschaltet, während in diesem wiederum eine grobe Konglomeratschicht (4) auftritt, die in ihrem unteren Teile einen schön ausgeprägten Harnisch auf einem großen Block zeigte. Ob das Konglomerat wirklich als eine einheitliche Schicht an der Basis des Diluviums anzusehen ist und erst später durch Überfaltung und Einpressung der hangenden Diluvialschichten von der Kreide abgehoben wurde, wie Deecke annimmt, erscheint mir nach seinem Vorkommen in den geschichteten Diluvialsanden der Nord- und Südwestwand der Grube Stern und als Hangendes der Glacialmulde der Grube Katharinenhof sehr zweifelhaft. Allem Anscheine nach tritt es in verschiedenen Niveaus auf.

Der Septarienton, der die ganze Kreidefalte der Grube Stern unterlagert, erschien 1899, wie auch Profil 2 zeigt, als

apophysenartige Bank von 1 m Mächtigkeit tief in den Kreidesattel eingepreßt.[1]) Auf der untersten Abbausohle wird seit Jahren im mittleren Teile der Grube unter der größtenteils schon abgebauten, früher etwa 30 m mächtigen Kreide ein 4—6 m mächtiger Septarienton gegraben, der durch seine schön ausgebildeten glänzenden Ablösungsflächen und Harnische den gewaltigen Druck erkennen läßt, dem er durch das Inlandeis ausgesetzt war. Er wird, wie zeitweise in kleinen Aufgrabungen sichtbar war, von 0,4 m Diluvialsand unterlagert, darunter folgt Geschiebemergel von 1,5 m Mächtigkeit und unter diesem ist Diluvialsand bis zu 31 m Tiefe erbohrt worden. Auch an der Nordwand wird jetzt Septarienton unter der Kreide abgebaut.

Die glänzenden Ablösungsflächen waren auch im September 1903 an der Westwand der Grube Katharinenhof an dem in die Kreide eingefalteten Septarienton unmittelbar über der Grubensohle sehr gut zu beobachten. Auch die breccienartige Struktur der Finkenwalder Kreide, die besonders deutlich an den zertrümmerten Belemniten zu erkennen ist, beweist im Verein mit den Faltungen und Überschiebungen die großartigen Druckwirkungen des Inlandeises.

Was die Entstehung der hier dargestellten Störungen bei Finkenwalde betrifft, so stimme ich mit DEECKE darin überein, daß den glacialen Faltungen bedeutende tektonische Verschiebungen vorangegangen sein müssen. Wie DEECKE[2]) seiner Zeit in einem Aufsatze über die Oderbucht ausgeführt hat, ist die Bildung des Haffes durch drei verschiedene Bruchrichtungen zu erklären, die dem alten skandinavischen, dem hercynischen und variscischen System angehören und zur Entstehung von Horsten und Gräben führten. Diese tektonischen Störungen, deren Wiederauftreten während der Eiszeit DEECKE neuerdings auf Gleichgewichtsstörungen infolge ungleicher Belastung durch das mächtige Inlandeis zurückführen möchte, müssen sich bis in die letzte Interglacialzeit fortgesetzt haben, sodaß beispielsweise auf Rügen Kreide und unteres Diluvium an diesen Dislokationen teilnahmen. Das hierdurch im Oderbuchtgebiete geschaffene unregelmäßige Relief bot der Inlandeisdecke der letzten Vereisung die erforderlichen Angriffspunkte zur Entfaltung seiner Druckwirkung dar.

---

[1]) Der Aufschluß wurde im Oktober 1899 von der Glacialexkursion des VII. Internationalen Geographen-Kongresses unter meiner Führung besichtigt. Im Liegenden dieses eingefalteten Septarientons zeigten sich damals glaukonitische Sande. Siehe Verhandlungen d. Kongresses S. 880.

[2]) Ein Versuch zur Erklärung des Oderbucht. Diese Zeitschr. 45. 1893. 563—78.

Derartige tektonische Brüche und Dislokationen vorausgesetzt, denke ich mir jedoch den Vorgang der glacialen Störungen bei Finkenwalde wesentlich anders, als DEECKE[1]) ihn nach Analogie der Zerstückelung der Rügenschen Kreide darstellt. Nach meinem Profile der Grube Stern liegt nicht eine durch die Eisbewegung überkippte Kreidescholle vor, sondern eine durch das Inlandeis bewirkte Aufstauchung, Faltung und Überkippung von Kreide, Tertiär und älterem Diluvium. Die durch Bohrungen innerhalb und außerhalb der Grube bekannt gewordenen Lagerungsverhältnisse haben ergeben, daß die überkippte Kreidefalte mit dem Anstehenden wahrscheinlich nicht mehr in Verbindung steht, sondern durch den Schub des mächtigen Inlandeises vom Muttergestein abgequetscht und über älteres Diluvium hinweggeschoben wurde. Dabei wurde sie, wie dies bei stark zusammengeschobenen Falten häufig zu beobachten ist, im Gewölbe verdickt und in den Schenkeln ausgewalzt, weshalb ihre Mächtigkeit nach Südwesten zu und nach Nordosten abnimmt. Weniger klar liegen die Verhältnisse in der Grube Katharinenhof, doch sind sie nicht derartig verschieden, daß man, wie DEECKE, eine ursprüngliche Trennung des Tertiärs beider Gruben annehmen müßte. Auch in der Grube Katharinenhof reicht an der Südwand der Septarienton als Liegendes der steil abbrechenden und jetzt fast ganz abgebauten Kreide bis auf die Grubensohle herab und wird von dem ebenfalls saiger stehenden unteren Geschiebemergel unterlagert. Auch hier läßt sich also eine Faltung und Überschiebung nach Süden zu nachweisen, wenn auch nicht in so großem Maßstabe wie in der Grube Stern. Dafür geben die Spezialfaltungen und -störungen der Grube Katharinenhof einen eigenen Reiz.

---

10. Hebungen und Verhinderung des Versalzens abflussloser Becken.

Von Herrn C. OCHSENIUS.

Marburg, den 8. März 1904.

Im letzt erschienenen Heft 3 vom Jahrgange 1903 dieser Zeitschrift sagt Prof. Dr. W. SALOMON, daß Prof. Dr. SAUER schon vor einer Reihe von Jahren die Vermutung ausgesprochen habe, daß der Odenwald noch jetzt in einer langsamen Hebung begriffen sei (S. 408), und weiter, daß man dann bei der Definition

[1]) a. a. O. S. 24.

der Horste nicht ganz, wie unser großer Meister SUESS, Hebungserscheinungen ausschließen dürfe. — Schade, daß man erst jetzt so etwas liest. Als ich vor 20 Jahren zuerst für die Existenz von Hebungen unserer Erdrinde eintrat, während noch ganz Deutschland an Ozeansberge und -täler glaubte, war es nur LE CONTE-Berkeley, Cal., der mir zur Seite sich stellte, und später BODENBENDER-Cordoba, Arg.

Jetzt ist die Frage erledigt. Man schrieb mir neulich von sehr kompetenter Seite aus München: „An der seismischen Hebung der Westküste Südamerikas ist wohl nun nicht mehr zu zweifeln."

HANS MEYER[1]) sagt am Schlusse seines Berichts über Reisen im Hochland von Ecuador: „Und wenn wir bedenken, daß die ecuatorianischen hohen, gletschertragenden Vulkanberge (Chimborazo, Cotopaxi u. s. w.) erst im Ausgang des Tertiärs und im Verlauf des Quartärs entstanden sind, wenn wir ferner die übrigen ältern Glacialvorkommnisse Südamerikas und die tier- und pflanzengeographischen Verhältnisse mit in Betracht ziehen, so können wir die Entstehungszeit jener alten Glacialzone der ecuatorianischen Anden in das spätere Diluvium verlegen."

Das ist ein sehr wichtiger Ausspruch eines berühmten Geographen zur Bestätigung meiner Behauptung der Jugendlichkeit von Teilen der Anden. Es liegen also jetzt Beweise vor von Californien, Ecuador, Bolivia (Potosi), der Argentina und von Chile bis zur Magelhaensstraße. In Mitteleuropa sind junge Aufwärtsbewegungen von Gebirgen in der Schweiz und am Harze konstatiert. Dazu gesellt sich jetzt nun auch der Odenwald.

JOH. WALTHER drückte das letzthin sehr bezeichnend in seinem Buche: „Das Gesetz der Wüstenbildung" so aus, daß er sagte: „jeder Teil unserer Erde ist einmal Festland und Meeresgrund gewesen." Nicht ganz richtig ist aber seine früher schon wiederholt aufgestellte Behauptung, daß jede abflußlose Depression zuletzt versalzen muß, weil alle einströmenden Gewässer etwas Salz enthalten.

Zu den Tatsachen, welche beweisen, daß diese Behauptung nicht immer richtig ist — ich hatte s. Z. nur Merv, Fayum und den Tsadsee angeführt —, kann ich eine weitere bezeichnen.

A. WOEIKOF hat im vorigen Jahre den Balchaschsee im russischen Turkestan erforscht. Derselbe ist an 693 km lang und 59—85 km breit, also vierzigmal so groß wie der Bodensee. Seine Umgebungen bestehen aus krystallinischen Gesteinen von rundlichen Formen. Neuere Sedimente fehlen ganz, von aralokaspischen Muscheln keine Spur; die lebende Fauna hat auch keine Ähnlichkeit mit der aralokaspischen, wohl aber mit der-

[1]) Zeitschr. Ges. f. Erdkunde, Berlin, 1904, Nr. 2, S. 149.

jenigen des Lob-nor. Das interessanteste Ergebnis ist, daß dieser abflußlose See, in einem sehr trockenen Klima gelegen, ein seichter Süßwassersee mit ebenem Boden und einer Maximaltiefe von 11 m ist. Sein Plankton ist denen von Teichen ähnlich, und sein Niveau seit Jahren im Steigen begriffen. Gruppen von *Populus diversifolia* stehen am Ufer schon im flüssigen Element selbst, das auch niedrige Stellen der Fahrwege am Ufer bereits überschwemmt hat.

Überhaupt mehren sich die Nachrichten über die Zunahme des Wassers in Seen eines großen Teils von Centralasien.

Die ganze lange Südseite des Sees begrenzt die Wüsten Tau-kum, Sanyischikatrau und Sjuk-kum, und von dieser Seite her erhält der Balchasch mehrere seiner zahlreichen Zuflüsse, darunter den 1310 km langen bedeutenden Strom Ili, der vom Nordabhang des Tianschan kommt. Da entsteht die Frage: warum ist das Wasser des Balchasch süß geblieben, obgleich seine hauptsächlichsten Zuflüsse Wüsten durchströmen, die jedenfalls salzig sind? Die Antwort lautet: weil die Vegetation an seinen Ufern stark genug ist, um die salinischen Bestandteile des Wüstenwassers, welche den Salzgeschmack desselben hervorrufen, in nicht salzig schmeckende umzusetzen. Diese These bedarf der Begründung und zwar um so eher, als ich die anscheinend entgegengesetzte These: „Salze, besonders bittere, machen die Wüste" auch aufgestellt habe.

Es handelt sich dabei nur um die Machtfrage der Masse.

Am schädlichsten sind die Wüstensalze des Magnesiums, d. h. Magnesiumchlorid und Magnesiumsulfat, weniger schlimm ist ihr steter Begleiter, das eigentliche Salz, Chlornatrium, wogegen das schwächst vertretene Chlorkalium nicht schädlich, sondern befruchtend wirkt, so lange es nicht im Übermaß der Vegetation zugeführt wird.

Ich behaupte also, daß die in Frage kommenden Pflanzen die beiden Chloride zersetzen (das Salz dumm machen) und das Bittersalz in die weniger schädliche Verbindung der Schwefelsäure mit Kalk, d. h. in Gips, den man ja direkt zum Düngen des Klees verwendet, verwandele, soweit der Schwefelgehalt nicht vergast.

Sulfate werden nämlich durch organische Substanz zu Schwefelmetallen reduziert, die, z. T. leicht durch Wasserdampf oder schwache Säuren zersetzbar, Schwefelwasserstoff liefern. Eine Flasche Bitterwasser verdirbt schon durch ein hineingeratenes Stückchen Stroh oder durch die Berührung mit dem Kork.

Der Urmiasee zeigt eine starke Entwicklung von Schwefelwasserstoff. Gleiches habe ich am Großen Salzsee in Utah beobachtet.

Wenn nach dem Winterregen flache bewachsene Uferpartien überschwemmt werden, trocknen im Frühling die Tümpel langsam aus; es bildet sich zuerst eine etwas elastische trockene Kruste aus dem abgestorbenen Gewirr von Pflanzenresten. Das Betreten dieser trügerischen Decke ist gefährlich; so lange sie noch trägt, entstehen um den Standpunkt des Fußgängers reichliche Bläser, die Schwefelwasserstoff ausströmen lassen. Die Sulfate werden vom organischen Detritus zerlegt, und ihr Schwefelgehalt wird z. T. in die umgebende Luft geschickt. Organische Säuren (wohl vorzugsweise kohlen- oder oxalsäureartige) vertreiben die Schwefelsäure.

Das giftige Chlormagnesium zersetzt dagegen sogar die sonst so widerstandsfähige Cellulose und gibt dabei natürlich seinen Chlorgehalt ab. Das Chlor, soweit es von den Pflanzen abgestoßen werden muß, geht in die Atmosphäre und kommt später aus ihr in Form von pulverförmigem Salmiak, Chlorammonium, auf die Erde irgend wo zurück. Mit anderen Worten: die Chloride werden ebenso wie die meisten Sulfate zum größten Teile in Carbonate oder Verbindungen mit einer der Kohlensäure verwandten organischen Säure verwandelt und in dieser Form zum Aufbau des Pflanzenkörpers verwendet. Aus dem Chlornatrium geht Soda, aus dem Chlorkalium Pottasche hervor. Belegen wir das auch für den konkreten Fall Balchasch, soweit das allgemeine Material ausreicht.

Pflanzennährstoffe und nie fehlende Aschenbestandteile sind: Kohlenstoff, Wasserstoff, Sauerstoff, Stickstoff, Phosphor, Schwefel, Silicium. Chlor, Kalium, Natrium, Calcium, Magnesium, Eisen.

Keiner dieser Körper ist in seinem elementaren Zustand vorhanden, sondern in chemischer Verbindung als

Basen mit	den Säuren
Kali	Phosphorsäure,
Natron	Kieselsäure,
Kalk	Schwefelsäure,
Magnesia	Kohlensäure,
Eisenoxyd	Chlor etc.,

verbunden hauptsächlich zu folgenden Salzen: schwefelsaurem und phosphorsaurem Kalk, kohlensaurem Kali, Natron, Kalk, Magnesium, Chlorkalium und Chlornatrium.

Nun gilt es, zu zeigen, daß die Repräsentanten der höheren Vegetation um den Balchasch nur wenig Chlor enthalten, d. h. daß sie imstande sind und warum, das ihnen im Boden zugeführte und aufgedrungene Salz zu vernichten und so das Wasser des Sees süß zu erhalten.

Die Umgebung gehört zu den Steppen und Wüsten mit hartem Gesträuch. Die Gräser sind die des aralo-kaspischen Gebietes (*Elymus, Triticum, Stipa, Lasiagrostis, Aristida* u. s. w.), baumartige Gewächse sind Pappeln, Birken u. a., Kulturpflanzen Roggen, Weizen, Buchweizen.

Sehen wir zu, wieviel Chlor diese bezw. ihre nächsten Verwandten — weil Aschen-Analysen der dortigen noch nicht vorliegen — in der Asche neben andern Hauptbestandteilen enthalten.

Substanz	Gesamtasche	Kali	Natron	Kalk	Magnesia	Eisenoxyd	Phospers.	Schwefels.	Kiesels.	Chlor
Birken-Blätter	35,2	3,2	3,4	10,9	4,2	—	8,0	0,7	0,7	0,1
Holz	6,4	0,7	0,1	3,1	0,5	—	0,3	0,1	1,0	—
Rinde	3,8	0,3	0,1	1,8	0,5	—	0,4	0,1	0,1	—
Buchen-Blätter	42,2	8,2	0,9	14,2	3,0	0,6	4,0	0,8	8,5	0,2
Holz	4,9	0,9	—	3,0	0,2	—	0,2	—	0,2	—
Fichten-Nadeln	58,2	1,0	0,1	7,7	1,0	1,9	2,6	1,2	41,2	0,2
Holz	3,8	0,3	0,2	1,1	0,2	0,2	0,2	0,1	1,4	—

Die Blätter lassen also kein aufgenommenes Chlorid in Holz und Rinde übergehen.

Futterroggen	16,3	6,3	0,1	1,2	0,5	—	2,4	0,2	5,2	—
Sommerroggen, Stroh . .	54,4	13,0	—	4,8	2,0	—	3,5	1,4	30,4	—
Weizen, Stroh . .	44,5	12,9	1,2	3,1	1,1	0,3	2,3	1,4	21,2	1,0
Spreu . .	140,3	5,5	1,2	4,6	1,7	0,6	3,8	0,9	121,7	0,5
Körner .	21,4	6,4	0,4	0,6	2,6	0,1	10,4	0,8	0,4	0,1
Buchweizen-Stroh . . .	61,5	28,8	1,4	11,3	2,3	—	7,3	3,8	3,4	4,9
Körner . . .	18,7	3,2	0,8	0,6	1,7	0,2	6,7	0,3	0,3	0,2
Kleie . . .	34,6	11,2	0,7	3,4	4,6	—	12,5	1,0	0,7	—

Auch hier zeigt es sich, daß die Pflanzen die Chloride nicht ganz als solche in die Endprodukte aufnehmen. Dieselben werden also annehmbar vorher zu andern Verbindungen gemacht. Kleie, Mehl und Kleber von Weizen sind vollkommen chlorfrei Das Buchweizenstroh, das offenbar von deutschem, nicht von tatarischem Gewächs der Balchaschgegend herrührt, deutet auf eine vorausgegangene reichliche Kainitdüngung hin.

Wiesengras, jung	20,7	11,6	0,4	2,2	0,6	—	2,2	0,8	2,1	—
in der Blüte .	18,1	4,6	0,8	3,0	1,1	—	1,5	0,8	4,9	—

Hier scheinen die etwa aufgenommenen Chloride schon in der Wurzelregion ruiniert zu werden.

Nun mögen die Dünenpflanzen an den Südufern des Balchaschsees wohl mehr Arbeit haben, um die Salze zu zersetzen, d. h. sie in weniger salinische Körper überzuführen, aber die Tatsache,

daß dergleichen Vorgänge stattfinden, ist wohl nicht zu bestreiten, und damit erklärt sich der Umstand, daß abflußlose Senken ein gewisses Quantum von sogar etwas salinischem Wasser aufnehmen können, ohne zu versalzen, d. h. wenn die heimatliche Vegetation stark genug ist, die angebrachte Salzmenge in unschädliche Carbonate, Sulfate u. dergl. zu verwandeln.

Vielleicht treten in solchen Fällen auch halurgometamorphe Erscheinungen helfend ein, wie solche kürzlich von F. HORNUNG vom Harze näher beschrieben worden sind.

Zu den kalifressenden Pflanzen gesellen sich da noch kalifressende Gesteine.

Eine abflußlose Strecke muß also nur dann zur Salzwüste werden, wenn ihr ursprünglicher Inhalt nicht imstande ist, die angebrachten Salze von ihrer Giftigkeit zu befreien.

---

11. Zur Entwicklungsgeschichte des sog. Thorn-Eberswalder Haupttales.

(Vorläufige Mitteilung.)

Von Herrn G. MAAS.

Berlin, den 16. März 1904.

In seiner Arbeit „Die Stillstandslagen des letzten Inlandeises und die hydrographische Entwicklung des pommerschen Küstengebietes“ [1]) gibt K. KEILHACK eine ausführliche und anscheinend recht genaue Entwicklungsgeschichte des sog. Thorn-Eberswalder Haupttales, das den von der großen baltischen Endmoräne herabkommenden Schmelzwassern seine Entstehung verdanken soll, und bringt die einzelnen Phasen dieser Entwicklung auf Grund der Terrassen in unmittelbare Beziehung zur hydrographischen Entwicklung des Haffgebietes. Es hat sich aber schon seit längerer Zeit [2]) gezeigt, daß die von KEILHACK vorausgesetzten Beziehungen zwischen dem Urstromtal und der großen baltischen Endmoräne nicht bestehen. Die von ihm angenommenen gewaltigen Sande sind als einheitliche Gebilde, soweit es sich überhaupt um Sandflächen handelt, nicht vorhanden. Dafür aber findet sich eine große Zahl ostwestlich verlaufender Endmoränenzüge, die meist der baltischen an Bedeutung nicht nachstehen und sich stets bis dicht an diese ver-

[1]) Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. Berlin 1898 S. 107—112.
[2]) Ebenda 1900 S. 143—147.

folgen lassen, in dem Gebiete östlich der Drage, in dem Gebiete also, in dem sie nach KEILHACKS Darstellung fehlen müßten, und zwar fast unmittelbar vom Nordrande des Netzetales an bis an den Südrand der Elbing-Danziger Niederung. Das Vorhandensein dieser Endmoränenzüge, die sich unmittelbar an die ostpreußischen anschließen, beweist aber, daß ein Weichselgletscher im Sinne KEILHACKS niemals vorhanden war. Damit fallen aber auch gewisse, nur auf Konstruktion beruhende Zeitbestimmungen KEILHACKS in der hydrographischen Entwicklungsgeschichte. So läßt es KEILHACK noch unbestimmt, ob im Weichselgebiete der Rückzug des Eises schon begann, als in Hinterpommern der Eisrand bereits zwischen Köslin und Schlawe lag, neigt aber der Ansicht zu, daß dieser Rückzug erst später stattfand.[1]) Nun schließen sich aber die nördlichsten Endmoränen Westpreußens südlich der Danziger Niederung und ihre ostpreußischen Fortsetzungen unmittelbar an die große baltische Endmoräne an und daraus folgt im Gegensatz zu den Anschauungen KEILHACKS: wenn wirklich die große baltische Endmoräne KEILHACKS ein einheitliches Gebilde ist, wenn in der Tat ein Odergletscher im Sinne KEILHACKS einmal bestand, so war dies zu einer Zeit, als bereits ganz Westpreußen mit Ausschluß des unmittelbaren Haffgebietes und der größte Teil Ostpreußens eisfrei waren. Merkwürdigerweise bestehen aber im Westen der noch niemals im Zusammenhange verfolgten auffallenden Endmoräne zwischen Schwachenwalde und Reetz[2]) die gleichen Erscheinungen wie östlich dieser Linie, zahlreiche westöstlich streichende Endmoränenstaffeln, von denen die KEILHACKsche Karte von Pommern die Züge von Fiddichow und Bahn sowie die von MICHAEL[3]) aus der Gegend von Ravenstein und Jakobshagen angegebenen nicht zeigt; und doch bilden diese neumärkischen Endmoränen die fast unmittelbaren Fortsetzungen der westpreußisch-posenschen Züge, was schwerlich zu Gunsten des Odergletschers zu deuten sein dürfte. Aber trotzdem wollen wir annehmen, daß KEILHACKS Odergletscher einmal bestand, da sein Fehlen die folgenden Darstellungen nur hinsichtlich der Zeitbestimmung beeinflussen könnte. Die Eisfreiheit West- und Ostpreußens mußte dann aber in dem ganzen Zuflußgebiete des sog. Thorn-Eberswalder Haupttales hydrographische Verhältnisse veranlassen, die von den von KEILHACK angenommenen wesentlich abweichen, aber durch die nahen Beziehungen zwischen den

---

[1]) Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. Berlin 1898 S. 141—142 (Phase VI), S. 144 (Phase IX) und Verh. Ges. f. Erdkunde Berlin 1899 S. 136—138.

[2]) Ebenda 1898 S. 183.

[3]) Diese Zeitschr. 1899 Verh. S. 25.

einzelnen Endmoränenstaffeln mit ihren Staubecken und Sandflächen und den Terrassen in den zugehörigen Abflußrinnen sicher gestellt werden. Auf diese Verhältnisse, die sich in gleicher Weise in den Tälern der Drewenz, Weichsel, Brahe, Küddow und Drage wiederfinden, gedenke ich an anderer Stelle ausführlich einzugehen. Hier sollen nur in Kürze einige Verhältnisse des Haupttales selbst unter besonderer Berücksichtigung der Terrassen erörtert werden. Dabei ergibt sich aber von vornherein eine gewaltige Schwierigkeit. KEILHACK läßt die Terrassen, wie dies für Gebirgsflüsse wohl sicher richtig ist, von dem die ganze vorher tief ausgefurchte Talrinne ausfüllenden Flusse aufschütten, sodaß die Terrassenfläche etwa dem alten Wasserspiegel entspricht, und damit hängt auch seine Vorstellung von Wasserpässen und der durch plötzliche Senkung des Wasserspiegels bewirkten Tieferlegung der Terrassen zusammen. Nun bestehen aber die Terrassen in dem hier in Frage kommenden Gebiete zum weitaus größten Teile aus eingeebneten älteren Bildungen: Tertiärtonen, Geschiebemergeln, Sanden, Granden und Tonmergeln des Diluviums. Diese Einebnungsterrassen entsprechen aber dem Boden des alten Flußbettes, das in Gestalt weit ausgedehnter Senken schon lange vorgebildet und meist von den jüngeren Glacialbildungen ausgekleidet war, oder vielleicht der durch Verlegung der Stromrinne eines kleineren Gewässers in einer solchen älteren Senke geschaffenen Abrasionsfläche, und die tieferen Terrassen lassen sich dann ganz ungezwungen, ohne plötzliche Wasserverminderung, durch Verringerung der Stoßkraft des Wassers und damit der Seitwärtsverschiebung der Stromrinne erklären. Für das KEILHACK aus eigener Anschauung genau bekannte Gebiet des Oder- und Warthebruches mag seine Ansicht über die Entstehung der Terrassen vielleicht giltig sein. Doch werden dann die Abweichungen der nachfolgenden Darstellungen von den von KEILHACK in seinen diesbezüglichen Arbeiten und auf der „Geologisch-morphologischen Übersichtskarte der Provinz Pommern“ vertretenen noch größer. Bekanntlich legt KEILHACK in das Netze-Warthetal mit seinen zwei Staubecken bei Bromberg und Küstrin zwei Terrassen, deren oberste als die des Thorn-Eberswalder Haupttales bezeichnet wird, während die tiefere als höchste Stufe der Pommerschen Urstromtäler angesprochen wird, zu der sich im Küstriner Stausee unterhalb Landsberg a. W. noch eine mittlere Stufe der pommerschen Urstromtäler gesellt. Diese Talstufen des Küstriner Stausees endigen nun nach Osten hin an einer Eisrandlage, die nördlich des Tales in der Gegend östlich von Massin durch Kames bezeichnet wird und im Süden etwa von Schwerin a. W. an über Kähme und Kwiltsch in die Provinz

Posen hineinzieht.[1]) In der etwa 20 km breiten Niederung, wo die deutliche Endmoräne heute allerdings fehlt, wird diese Eisrandlage durch Blockansammlungen und dergl. ebenso deutlich angezeigt, wie diejenigen, welche nach Keilhack den Haffstausee schufen. Dieser Abschluß scheint aber nicht lange bestanden zu haben, denn die Terrassen setzen sich ziemlich unvermittelt in das Warthetal fort, auch die tieferen, die für diese Phase allerdings noch nicht in Betracht kommen. In das Netzetal setzt sich die Hochterrasse des Stausees aber nicht fort. Denn bei Zantoch kreuzt abermals eine durch Steinreichtum gekennzeichnete Eisrandlage das Tal und läßt sich verhältnismäßig gut in Stein- und Lehmkuppen durch den nördlichen Teil des Dünengebietes zwischen Warthe und Netze bis Lubasch und Czarnikau hin verfolgen, wo sie sich dann an die Endmoränen von Kolmar, Margonin u. s. w. anschließt. Die östlich Zantoch bis Czarnikau gelegene, als Hochterrasse aufgefaßte Verebnung ist keine Stromterrasse, sondern ein Staubecken hinter der genannten Endmoräne, das durch diesen Wall mehrfache Abflüsse nach dem Warthetale besaß und in seinen nördlichen Teilen durch Sandrbildungen von Endmoränen der Friedeberger Platte und der Gegend von Eichberg, Drensen, Schönlanke bis Schneidemühl beeinflußt wurde. In dieses Becken mündete das einem tektonischen Nordsüdgraben seine Entstehung verdankende Dragetal und das ebenso vorgebildete Küddowtal neben einer ganzen Reihe anderer von der Endmoräne herabkommender Rinnen. Mit dem Küddowtale, zu dem man auch das nordsüdlich gerichtete Stück des Netzetales oberhalb Czarnikau zu rechnen hat, erreichte dieses hydrographische System hier seine Ostgrenze, da der Netzedurchbruch bei Usch, in dem alle Terrassen fehlen, sicher viel jünger ist, jünger auch noch als die tiefere Terrasse, die sich allein aus dem Küddowtale bis in den Küstriner Stausee verfolgen läßt. In dieser späteren Phase, als nach Keilhack der Küstriner Stausee bereits Abfluß zum Haff hatte, war also erst eine direkte Verbindung der vorher

---

[1]) Ausdrücklich will ich hier darauf hinweisen, daß sich sowohl im Gebiete des Thorn-Eberswalder Haupttales, als auch des Warschau-Berliner Tales und vieler anderer Teile der Provinzen Posen und Westpreußen Erscheinungen nicht allzu selten finden, die sich nicht mit der Keilhackschen Meinung, „das jedem der Längstäler auf der ganzen Linie von der russischen Grenze bis zur Nordsee eine von der vorhergenden und der folgenden abweichende selbständige Eisrandlage entspricht“, vereinigen lassen. Vielfach sieht man Endmoränen oder entsprechende Spuren einer Eisrandlage die Täler kreuzen, sodaß man auch der Berendtschen Ansicht über den Zusammenhang der uckermärkischen Endmoräne mit solchen der Provinz Posen nicht jede Berechtigung absprechen kann.

getrennten Staubecken eingetreten. Östlich der Enge von Usch schließt sich bis Nakel ein Talstück an, dessen Erklärung einige Schwierigkeiten bietet. Hier ist am Südrande des heutigen Tales eine anscheinend ganz schwach westwärts geneigte Terrasse in etwa 70 m Höhe vorhanden. Aber über derselben, zwischen 80 und 90 m finden sich abermals z. T. sandige Verebnungen, die im Westen scharf zu der 70 m-Stufe abfallen, während nach Osten hin der Übergang allmählicher wird. Früher war ich geneigt, in dieser höheren Stufe Sandflächen zu sehen [1]), neige aber nunmehr der Annahme zu, daß man es mit denselben hochgelegenen Terrassen zu tun hat, die sich auch südlich von Bromberg finden, und daß das ganze Talstück zwischen Kolmar und Nakel abermals einen langgestreckten Stausee darstellt. Nur haben sich hier infolge besonderer, an dieser Stelle nicht näher zu erörternder Vorgänge, mit denen die gestörten Lagerungsverhältnisse in dem Tale und seinen Randgebieten in unmittelbarem Zusammenhange stehen, abnorme Erscheinungen, wie die stellenweise Zerreißung der einheitlichen Hochterrasse in zwei Stufen und noch später zu erörternde Gefällsänderungen herausgebildet. Die von Keilhack angenommene tiefere Terrasse fehlt in diesem Talstücke, denn die dafür angesprochenen Bildungen sind, wie man an Ort und Stelle fast überall deutlich sehen kann, Abschlämmmassen und Gehängeschutt, z. T. sogar Dünen und am Gehänge sich hinaufziehende humose Alluvionen. [2]) Der Kolmar-Nakeler Stausee bildete sich hinter der Kolmar-Margonin-Exiner Endmoräne bei einer Eisrandlage, die sich zwischen Usch und Kolmar von der genannten trennte, weiterhin durch die Höhen von Morzewo, Friedheim, Wirsitz und Sadke bezeichnet wird und sich von Nakel über Schubin und Labischin weiter verfolgen läßt. Das Hinterland dieses Zuges, an den sich die schöne Endmoränenstaffel von Schmilau, Wissek, Mrotschen,

[1]) Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. 1900 S 46.

[2]) Wollte man aber z. B. den kiesigen und steinigen Sockel der Dünen von Steinach und Milsch, nördlich von Kolmar, in dem ich nur den durch das grobe Material und dadurch, daß er bereits außerhalb des eigentlichen Durchbruchgebietes lag, vor völliger Erosion bewahrten Rest des durchschnittenen Endmoränenriegels von Kamionken und Morzewo sehe, für die tiefere Terrasse ansprechen, so ergäbe sich die unmögliche Tatsache, daß hier oberhalb Usch dieselbe Terrasse bei etwa 58 m liegt, die weiter unterhalb auf größere Erstreckung hin sich bis über 60 m erhebt. Allerdings ist dieses widersinnige Gefälle der Terrassen in den Urstromtälern nach der bisherigen besonders Keilhacks Darstellung keine seltene Erscheinung, oft auf, meilenlange Strecken, auch da, wo es sich nicht um Druckfehler der Karten oder „subglaciale“ Rinnen handeln kann; doch wird die durch diese Verhältnisse geschaffene Schwierigkeit durch ihre häufige Wiederkehr nicht verringert.

Trzementowo, die östliche Fortsetzung der Springberge nördlich von Schneidemühl, fast unmittelbar anlehnt, wurde durch das Stromgebiet der Lobsonka entwässert, das aber nur als schwache Rinne in die Kujaner Heide zurückgreift. Dieses von mehreren Sandrflächen begrenzte große Staubecken hinter der großartigen Endmoräne von Skietz, Dreidorf, Vandsburg-Runowo, Wiskittno fand vielmehr seine Hauptentwässerung westwärts zum Küddowtale. Im Gebiete des Netzetales schließt sich nach Osten das Becken von Bromberg an, dem sich oberhalb Thorn, im Drewenzgebiete noch mehrere ursprünglich getrennte und erst später zu einem Talzuge vereinigte Becken anreihen. Für die Gegend von Thorn und Bromberg nimmt KEILHACK einen 15—20 m tiefen See an, dessen Spiegel bei etwa 75 m lag und der über einen in 70 m Meereshöhe nahe Nakel gelegenen Wasserpass abfloss, während er durch das im Norden vorgelagerte Inlandeis aufgestaut wurde. Eine solche Aufstauung war aber unter den von KEILHACK vorausgesetzten Verhältnissen hier gar nicht möglich. Denn wenn wirklich der Eisrand in der Gegend von Schwetz lag, so erreichte von hier aus ein freier, d. h. nicht subglacialer Schmelzwasserstrom mit südlichem Gefälle die Gegend von Bromberg und damit war ein Aufstauen im unteren Weichseltal ausgeschlossen. Aber selbst wenn, wie sich tatsächlich nachweisen läßt, der Eisrand unmittelbar nördlich von Bromberg lag, war bei der KEILHACKschen Deutung der Terrassen ein Aufstauen nicht möglich. Denn nach ihm lag der Seespiegel bei etwa 75 m, was allerdings mit dem Wasserpass von 70 m Höhe nur schwer zu vereinigen ist, während die Unterkante des oberen Geschiebemergels, also die Unterkante des Inlandeises hier stets zwischen 80 und 90 m liegt. Nun besteht aber die Bromberger Hochterrasse bis über 70 m hinaus fast ausschließlich aus eingeebneten älteren Schichten, die hier zu mehreren nordwestlich streichenden Sätteln und Mulden zusammengeschoben waren, und wenn wir uns auf diesem Talboden, der sich nach dem Südrande zu bis etwa 80 m hebt, einen 15—20 m tiefen See denken, so mussten allerdings seine Wassermassen den Eisrand unmittelbar erreichen. Dieses Seebecken besaß dann aber auch noch andere anscheinend auffallende Erscheinungen. Wenn sein Spiegel, unter Voraussetzung der von KEILHACK angenommenen Tiefe, bei etwa 90 m lag, so mußten die Gewässer weit in die südwärts angrenzenden Talrinnen eingreifen. In der Tat finden sich nun im Netzetale oberhalb Labischin zwischen 79 und 85 m Meereshöhe Reste südwärts fallender Terrassen bis zum Goplo-See, von dem aus schon lange eine Verbindung mit dem Warschau-Berliner Tal bei Konin bekannt ist, und ebenso finden sich Spuren südwärts gerichteter Terrassen

im Weichseltale oberhalb Thorn, die ich bisher aber nur bis in die Gegend von Wlozlawsk verfolgen konnte, wo sie anscheinend aus dem Weichseltal in ein von Südwesten einmündendes Nebental verschwinden. Es hat also eine Zeitlang eine direkte Verbindung der vom Eisrande in West- und Ostpreussen herabkommenden Schmelzwasser mit dem Warschau-Berliner Haupttal bestanden. Dies ist an sich auch garnicht so wunderbar. Zwischen den beiden sog. Urstromtälern liegen hier im Osten wie auch sonst fast überall zahlreiche Endmoränenstaffeln, die vorläufig nicht immer scharf von einander zu trennen sind, die ich aber z. T. bis nach Russland hinein verfolgen konnte. Dem abschmelzenden Inlandeise folgend, verlängerten sich die jedenfalls sämtlich schon vorgebildeten Schmelzwasserrinnen nach Norden, und so ist das Überfließen des hochgelegenen Bromberger Stausees durch die sein Südufer fast unmittelbar begleitende Endmoräne hindurch nach dem tief ausgehöhlten Netzetal hin eine einfache Erscheinung. Innerhalb des Bromberger Stausees finden sich nun in dem Höhengebiet südlich von Bromberg und zwischen Schulitz und Argenau inselartige Spuren einer ursprünglichen Eisrandlage, die für die Folgezeit die Bedeutung hatte, daß sie die Anlage des nordwestlich verlaufenden Netzetales zwischen Hopfengarten und Nakel veranlaßte. Westlich von diesem Talstück zeigt sich die bereits erwähnte Zerteilung der ursprünglich einheitlichen hohen Talstufe in zwei nach Westen zu immer weiter auseinandertretender Abschnitte unter Bildung einer schwachen Wasserscheide, die in einer späteren Phase der Entwicklung noch viel bedeutender wurde. Diese Phase war die Verbindung und Trennung des Weichsel- und Oderstromgebietes durch Bildung des Netzedurchbruches von Usch und des großen Weichseldurchbruches bei Fordon. Ob sich diese beiden Durchbrüche gleichzeitig oder nacheinander bildeten, ist augenblicklich noch nicht sicher zu entscheiden, doch scheint der Weichseldurchbruch in der Tat etwas jünger zu sein, als der auf tektonische Ursachen zurückzuführende Durchbruch von Usch, sodass man, allerdings erst in einer sehr späten Phase der Entwickelung, von einem Thorn-Eberswalder Haupttal sprechen kann, das aber durch das untere Odertal abfloss. Dieses Tal bestand aber nur solange, bis der sinkende Wasserspiegel die Barre östlich Nakel erreicht hatte, wodurch eine Trennung des Netzegebietes vom Bromberger Stausee geschaffen wurde. Eine Verbindung mit der unteren Elbe aber bestand nur zu Anfang, vor Bildung des Oderdurchbruches, für das Warthegebiet und den untersten Teil des Netzetales, sofern sich nicht auch im Osten die Verbindung zwischen dem Bromberger See und dem Warschau-Berliner Tal

später geltend machte.[1]) Für das geologische Alter des Weichseldurchbruches ergeben sich nun folgende Anhaltspunkte. Unterhalb der Hochterrasse finden sich bei Bromberg noch zwei deutlich ausgebildete Talstufen in 53 und 48 m Höhe, die aus dem Brahetal mit südlichem Gefälle heraustreten, scharf nach Osten umbiegen und sich in das untere Weichseltal fortsetzen. Die gleichen Terrassen, wenn auch meist nicht scharf von einander zu trennen, finden sich auch im Drewenztal und im Weichseltal oberhalb Thorn, sodaß sie ersichtlich einem System angehören. Bei Bromberg ist das Material dieser Terrassen, soweit sie nicht aus eingeebneten älteren Bildungen bestehen, sehr grob, sodaß es augenscheinlich von sehr stark bewegten Gewässern bearbeitet wurde. KEILHACK bezeichnet auf der Karte von Pommern diese in eine zusammengefaßten Terrassen als „höchste Stufe der pommerschen Urstromtäler“ und setzt sie damit in Verbindung mit der mittleren Stufe des Küstriner Stausees, die sich netzeaufwärts bis in das Küddowtal verfolgen läßt. Bestände aber ein solcher Zusammenhang, so wäre in der Gegend von Nakel eine unerklärliche mehrere Meilen lange Wasserscheide vorhanden, da hier das

[1]) Hier sei nebenbei auch auf einige historische Angaben hingewiesen. Die Fortsetzung des Thorn-Eberswalder Haupttals über Eberswalde hinaus nach Westen erwähnt BERENDT anscheinend zuerst im Jahre 1877 (Die Umgegend von Berlin, S. 1—4), obwohl ihm diese Verhältnisse wohl schon länger bekannt waren. Daß es sich hier um etwas ganz neues handeln soll, geht aber sowohl aus der Angabe (S. 1) hervor: „ich sehe mich genöthigt, hier noch von einem zweiten, ebenso alten und bisher als gleichwerthig stets unbeachtet gebliebenen, großen Thale zu sprechen“ als auch aus dem gesperrt gedruckten Schlußsatz (S. 4): „Die alte untere Elbe, dieser norddeutsche Urstrom, ist somit, so arg es klingen mag, nichts anderes als die Vereinigung der ehemaligen Oder und Weichsel.“ Nun findet sich aber in einer 1867 zu Thorn erschienenen „Geschichte des Deutsch-Croner Kreises“ von Dr. F. W. F. SCHMITT folgende Angabe (S. 8): „Die Weichsel soll früher ihr Bett im Netze- und Warthethal gehabt haben, somit bei Cüstrin gegen das Plateau von Frankfurt-Freienwalde geströmt und dann zwischen Freienwalde und Oderberg nach Liebenwalde, Cremmen und Fehrbellin abgeflossen sein. Ein anderer Abfluß ging dann nach N. und teilte sich hinter Schwedt so, daß der eine Arm das jetzige Oder-Bett, der andere das z. T. ausgetrocknete Randow-Thal erfüllte. Nach dieser Annahme floß ferner die Oder von Fürstenberg nach Müllrose, von da im Thale der Spree und Havel durch das Havelländische Luch über Spandow und Nauen nach Havelberg, und traf dort mit dem Abflusse der Weichsel zusammen. Dort wusch sie die Wische bei Seehausen aus, wie die Weichsel den Oderbruch bei Cüstrin (vergl. auch FOSS, die Mark Brandenburg in der Zeitschrift für das Gymnasialwesen, S. 901)“. Die Kenntnis des alten Odertales zwischen Fürstenberg und Havelberg ist offenbar auf GIRARD zurückzuführen. Aber woher stammt im Jahre 1867 die Kenntnis vom Weichseltal Freienwalde-Havelberg?

moorige Alluvium bis 60 m, die von KEILHACK als tiefere Talstufe gedeuteten Gehängebildungen u. s. w. sogar bis 65 m ansteigen. Und doch kann hier, wie man vielleicht annehmen möchte, kein Druckfehler der Karte, keine Verwechslung vorliegen; denn da nach KEILHACK das Weichseltal noch durch Eis versperrt war, konnten sich hier die tieferen Terrassen der pommerschen Urstromtäler, an die man vielleicht denken könnte, noch garnicht bilden. Hier zeigt sich also ganz deutlich die Unhaltbarkeit der Terrassenkonstruktion über weite Gebiete hin. Es ist bereits darauf hingewiesen worden, daß sich von Bromberg bis nahe an Dirschau zahlreiche Endmoränenzüge nachweisen lassen und daß man mit diesen die Rinne des unteren Weichseltales als eine offene, nicht subglaciale, Schmelzwasserrinne in unmittelbare Beziehung setzen kann, sodaß wir hier eine bis fast unmittelbar an die Danziger Niederung heranreichende im Laufe der Zeit tief ausgearbeitete Furche vor uns haben, in der noch mehrfach Reste der südwärts geneigten Terrassen vorhanden sind. Ob eine direkte Verbindung zwischen dieser Rinne und dem Staubecken der Niederung bestand, läßt sich aus Mangel an Beobachtungen nicht sagen, ist aber wahrscheinlich, wenn man den Deckton im südlichen Randgebiete der Niederung für eine Beckenbildung anspricht, und besonders wenn man mit KEILHACK[1]), WOLFF[2]) u. A. eine postglaciale Senkung des Niederungsgebietes annimmt. Mit dieser postglacialen Senkung und den dadurch geschaffenen neuen Entwässerungsbedingungen steht nun augenscheinlich auch der Weichseldurchbruch in ursächlichem Zusammenhang, indem sich von der Niederung her ein Gewässer in die immer wasserärmer werdende tiefe Furche des Weichseltales eingrub. Der endgiltige Durchbruch aber erfolgte in sehr jugendlicher Zeit und dafür finden sich sichere Beweise bei Bromberg. Die Weichseldurchbruchsterrassen liegen hier bei 53 und 48 m und senken sich bis Fordon auf etwa 40 m. Bei Jaegerhof, Prinzental und Prondy aber steigt das viele Meter mächtige moorige Alluvium, dessen Unterlage aus sog. Diatomeenerde und dergl. besteht, auf 60 m Meereshöhe, die es bis Nakel beibehält, und ist deutlich gegen die angelagerten kiesigen Terrassen abgeböscht. Die Kiesterrassen können sich also erst gebildet haben, als das alte Bromberger Becken bereits hoch hinauf vertorft war. Mithin kann die Bildung des Weichseldurchbruches erst in alluvialer Zeit erfolgt sein. Trotzdem aber muß man hier noch eine Scheidung vornehmen, denn unmöglich kann man diese Terrassen des Weichsel-

---

[1]) Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. 1898 S. 146.
[2]) Erläuterungen zu Blatt Trutenau der geol. Spezialkarte von Preußen u. s. w. S. 3–4 und S. 12–14.

Monatsberichte
der
Deutschen geologischen Gesellschaft.

Verhandlungen.

1. Protokoll der Januar-Sitzung,

Verhandelt Berlin, den 6. Januar 1904.

Vorsitzender: Herr Branco.

Das Protokoll der Dezember-Sitzung wird verlesen und genehmigt.

Der Vorsitzende teilt hierauf den am 5. Januar in München erfolgten Tod des kgl. bayrischen Geheimrats Professor Dr. Karl Alfred Ritter von Zittel, Präsidenten der bayrischen Akademie der Wissenschaften und Generalkonservators der wissenschaftlichen Sammlungen des bayrischen Staates, mit und knüpft daran herzliche Worte der dankbaren Anerkennung und Verehrung für den Verstorbenen, die in einem besonderen Nachruf diesem Hefte beigelegt sind. An der Beerdigungsfeier ihres hochverdienten Mitgliedes wird die Gesellschaft vertreten sein.

Ferner teilt der Vorsitzende mit, daß am 2. Dezember 1903 zu Bonn der Wirkliche Geheimrat, Oberberghauptmann a. D. Herr August Huyssen, Exzellenz, verstorben sei. Derselbe war 1824 zu Nymwegen geboren und studierte in Halle und Berlin Rechts- und Staatswissenschaften, Mathematik und Naturwissenschaften. Er wandte sich der Bergmannslaufbahn zu, in der er es bis zur höchsten Stelle im preußischen Staatsdienste brachte. Er hat sich seinen der Wissenschaft mit Begeisterung zugewandten Sinn auch hier und bis an sein Lebensende bewahrt und sie stets als unumgängliche Voraussetzung ersprießlicher Praxis anerkannt und hat sich teils durch eigene Untersuchungen und Veröffentlichungen, teils durch seine einflußreiche und lange Zeit ausschlaggebende Stellung nicht genug anzuerkennende Verdienste um die Geologie erworben. 1853 trat Huyssen in die Redaktion der Ministerialzeitschrift für Berg-, Hütten- und Salinenwesen im Preußischen Staate ein; 1855 veröffentlichte er in unserer Zeitschrift seine umfangreiche, auch jetzt noch für die Geologie des Münsterer Beckens höchst wert-

volle Abhandlung über die Soolquellen des westfälischen Kreidegebirges, ihr Vorkommen und ihren mutmaßlichen Ursprung. — 1861 ward er Berghauptmann und Oberbergamtsdirektor in Breslau, seit 1864 wirkte er in gleicher Stellung in Halle. In dieser regte er die Begründung des preußischen Zentralbohrfonds an und leitete planmäßig die Ansetzung und Ausführung der Bohrungen. Dies sollte ein Musterunternehmen sein, in welchem die neuen Methoden der Bohrtechnik geprüft und vervollkommnet und mit dem der Untergund des norddeutschen Flachlandes systematisch erforscht werden sollte, um seinen Bau im Großen kennen zu lernen und zugleich die Gesichtspunkte für eine rationelle Aufsuchung der unterirdischen Bodenschätze zu gewinnen. So ließ Huyssen von Sperenberg aus, wo ein über 1000 m mächtiges Steinsalzlager erbohrt ward, südwärts bis Dobrilugk durch eine Reihe von Bohrlöchern ein Profil vom Zechstein bis ins Silur aufschließen, durch eine zweite Reihe von Bohrlöchern zwischen Kottbus und dem Koschenberg ein Profil aus der Kreide und dem Keuper bis zum Granit. Ferner stellte er durch weitere Bohrungen fest, daß der Höhenzug des Flämings nicht eine Emporwölbung meso- oder paläozoischer Gebilde zum Kern hat, sondern bis zum Meeresspiegel hinab aus Quartär und Tertiär besteht. Wiederum eine ganze Gruppe von Bohrlöchern sollte in der Gegend von Merseburg über Halle bis Magdeburg die Lagerungsverhältnisse mit Rücksicht auf die Verbreitung von Steinkohlen erforschen. Sein Interesse für die Wissenschaft bekundete er hierbei unter anderem darin, daß er nach Erledigung der praktischen Frage, — ja selbst, wenn diese Erledigung im ungünstigen Sinne ausgefallen war, die Bohrung dennoch weiterführte; und diesem Umstande verdankt man z. B. das lange Zeit tiefste Bohrloch der Erde, das bei Schladebach. — Auch in anderen Teilen der preußischen Monarchie, in Posen, Pommern und Westpreußen, setzte er Bohrlöcher an und verfolgte auch dabei stets gleichzeitig neben praktischen Zielen den Zweck, die geologische Erkenntnis des Untergrundes zu fördern. Ein Hauptaugenmerk richtete er bei all diesen Bohrungen, wie schon bei seiner Untersuchung der westfälischen Soolquellen, auf die Temperatur im Erdinnern und die Gesetze ihrer Verteilung. In einer ganzen Reihe öffentlicher Vorträge, so z. B. auf der allgemeinen Versammlung unserer Gesellschaft zu Berlin 1880, ferner auf einer Versammlung der Deutschen Naturforscher und Ärzte zu Magdeburg, und selbst noch, nachdem er 1884 zum Oberberghauptmann befördert war, auf dem Internationalen Geologenkongreß zu Berlin 1885 und auf dem Achten Deutschen Geographentage zu Berlin 1889, hat Huyssen seine Pläne bei

den Bohrungen, seine Methoden und seine allgemeinen wissenschaftlichen Ergebnisse zur weitesten Kenntnis gebracht und jedesmal auch in Druck gegeben.

Von seinen sonstigen Veröffentlichungen in geologischen Zeitschriften erwähnen wir hier nur noch seine wertvolle und höchst eingehende Abhandlung über den Salzbergbau und Salinenbetrieb in Österreich, Steiermark und Salzburg, die 1855 im 2. Bd. der Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- und Salinenwesen im Preußischen Staate erschien.

In seiner Stellung als Oberberghauptmann und Ministerialdirektor der Abteilung für das Berg-, Hütten- und Salinenwesen (seit 1884) hatte er auch die Königl. geologische Landesanstalt in seinem Ressort, und er hat diesem wissenschaftlichen Institute stets ein eifriges Wohlwollen und aufrichtige Anerkennung entgegengebracht.

1891 trat er in den wohlverdienten Ruhestand und zog sich nach Bonn zurück; aber auch da hat er sich weiter der geologischen Wissenschaft gewidmet und seit 1893 den dortigen Naturhistorischen Verein der preußischen Rheinlande, Westfalens und des Reg.-Bezirks Osnabrück mit unermüdlicher Hingabe bis kurz vor seinem Tode geleitet.

Der Vorsitzende erwähnt ferner das am 1. Januar erfolgte Ableben des Herrn Rechnungsrates G. Wernicke und widmete dem stets liebenswürdigen Manne, der, obwohl nicht Mitglied, sich doch von 1889—1901 durch seine sorgsame Kassenführung um die Gesellschaft ein großes Verdienst erworben hat, Worte ehrender Anerkennung.

Auf Antrag des Vorsitzenden erheben sich die Anwesenden zur Ehrung des Andenkens der drei Verstorbenen von den Sitzen.

Der Gesellschaft sind als Mitglieder beigetreten:

Herr Dr. Hermann Stremme und Herr cand. geol. Richard Stappenbeck, beide zu Berlin,
vorgeschlagen durch die Herren Branco, Jaekel und Janensch;

Herr Alfred Amos Lewis, Oxley in Queensland, Australien,
vorgeschlagen durch die Herren Jentzsch, Krusch und Zimmermann.

Alsdann werden außer den im Umtausch eingegangenen Zeitschriften und Karten nachstehende, von den Autoren als Geschenk an die Bibliothek der Gesellschaft eingesandte Schriften vorgelegt:

Ch. Chewings: Rock Phosphates and other mineral fertilisers: their origin, value and sources of supply. 8°. South Australia.

Commission française des glaciers. — Observations sur l'enseignement et sur les chutes d'avalanches. Paris. 4°.

Commission française des glaciers. Rapport sur les observations glaciaires en Haute-Maurienne, dans les Grandes-Rousses et L'Oisans dans l'été de 1902. Paris. 8°.
H. CREDNER: Die neuen Anschauungen über die genetischen Verhältnisse des Granulitgebirges. Leipzig. 8°.
C. GAGEL: Über einige neue Spatangiden aus dem norddeutschen Miocän (S.-A. a. d. Jahrbuch k. Preuß. geol. L.-A. u. Bergakad. f. 1902. **23**. Berlin.
S. LYMAN: Silver-mining and smelting in Mongolia (S.-A. a. Transact. Americ. Inst. Min. engineers. Philadelphia. 8°.
—: Biographical notice of J. Peter Lesley (Ebenda).
E. MEYER: Der Teutoburger Wald (Osning) zwischen Bielefeld und Werther. Inaug.-Diss. Berlin. 8°.
TH. NEGRIS: Plissements et Dislocations de l'écorce terrestre en Grèce. (Leurs rapports avec les phénomènes glaciaires et les effondrements dans l'Ocean Atlantique. (S.-A. a. Revue Universelle d. Mines etc. (3) **57** 1902. Athen.)
P. RANGE: Das Diluvialgebiet von Lübeck und seine Dryastone, nebst einer vergleichenden Besprechung der Glacialpflanzen führenden Ablagerungen überhaupt. (S.-A. a. d. Zeitschr. f. Naturwiss. **76**. Stuttgart.)
M. SCHÖLLER: Mitteilungen über meine Reise nach Äquatorial-Ost-Afrika und Uganda 1896—97. **2**. Berlin. 4°.

Der Vorsitzende ladet die Mitglieder zu dem Vortrage, den Herr Professor HAUTHAL aus Cordoba, Argentinien, über das Grypotherium Darwini von Ultima Esperanza am 9. Januar in der Berliner Gesellschaft für Anthropologie halten wird, ein.

Auf eine Anfrage von Herrn E. KAISER betreffend Anmeldung von Vorträgen teilt der Vorsitzende mit, daß diese spätestens acht Tage vorher an den protokollführenden Schriftführer (z. Z. Herr ZIMMERMANN) erfolgen solle, und spricht den Wunsch aus, daß dabei immer die ungefähre Länge mitangezeigt werden möge.

Herr **M. SCHMIDT** macht Mitteilung über neuere **Aufschlüsse im pommerschen Oberjura.**

Redner zeigte und besprach, mit der ausgesprochenen Absicht, für die Bestimmung der Oberjurageschiebe des Diluviums Beihülfe zu geben, die verschiedenen vor ihm in den pommerschen Aufschlüssen angetroffenen Gesteine und die für die vorkommenden Schichten bezeichnenden und für den Vergleich mit anderen Gegenden besonders wichtigen Petrefakten. Ein bedeutender Teil dieser Vorkommen lag bei der ersten Besprechung desselben Materials[1]) noch nicht vor, da seitdem die Aufschlüsse erheblich verbessert sind. Diese Vermehrung des Materiales gestattete auch, zum ersten Male ein, wenn auch

[1]) Diese Zeitschr. **53** 1901, S. *28*.

lückenhaftes Profil des pommerschen Oberjura zusammenzustellen an Stelle der früher gegebenen einfachen Aufzählung der damals bekannten Horizonte, die noch keine Angaben über die Mächtigkeiten enthielt.

Eine ausführliche Behandlung des gesamten stratigraphischen und paläontologischen Materiales wird im Frühjahr erscheinen.

An der Besprechung beteiligt sich Herr OPPENHEIM mit einer Frage über die Schicht, aus der die bei Misdroy als Geschiebe gefundene Thamnastraea stammt.

Herr JENTZSCH sprach **über die Theorie der artesischen Quellen** und **einige damit zusammenhängende Erscheinungen.** Vortragender stellte folgende Thesen auf:

1. Das einfache Prinzip kommunizierender Röhren genügt in manchen Fällen nicht zur Erklärung der artesischen Quellen.
2. Letztere sind nicht aus der Hydrostatik, sondern aus der Hydrodynamik in Verbindung mit Geodynamik und Physik zu erklären.
3. Insbesondere wirken dabei mit Gebirgsdruck, Capillarität, Beweglichkeit der Sandkörner, osmotischer Druck; säkulare, jährliche oder tägliche Bewegungen der Erdmassen, sowie makro- und mikroseismische Schwingungen.
4. Die seismischen Schwingungen wirken insofern mit, als sie mit Überwindung des Capillar-Widerstandes das Gesteinswasser nach der Richtung des geringsten Widerstandes befördern.

In Bezug auf die osmotischen Wirkungen weist Vortr. auf die weite Verbreitung von Chloriden und anderen Salzen im Grundwasser tieferer Erdschichten hin und zeigt an Beispielen aus dem nordöstlichen Deutschland, daß Chloride durch Diffusion Gesteinsschichten durchwandern können.

Vortr. zählt eine Anzahl solcher Salz-Vorkommen aus Ostpreußen, Westpreußen, Posen und Pommern auf, aus denen sich die flächenhafte Verbreitung schwachsalziger Grundwässer in der Kreideformation des deutschen Nordostens ergibt. Vermutlich sind die tieferen Kreideschichten jener Provinzen seit ihrer Ablagerung niemals einer durch relative Hebung bedingten Auslaugung unterworfen gewesen.

Neben den Chloriden ist dort merkwürdig das Vorkommen von Natronkarbonat in den Kreidewässern von Königsberg, Pillau und Cranz in Ostpreußen, Elbing und Marienburg in Westpreußen. Da sie aus feldspathfreien, nur Quarz, Glaukonit und Kalkkarbonat enthaltenden Schichten fließen, und keine dem

Natronkarbonat äquivalente Menge von Chlorcalcium führen, muß man annehmen, daß die bei zehn und mehr Atmosphären gelöste Kohlensäure den Glaukonit eines Teiles seiner Alkalien beraubt, ihn also allmählich in ein relativ saureres Silikat umwandelt.

Da die elektrische Leitfähigkeit jener salzigen Wässer das Vielfache der Leitfähigkeit anderen Wassers beträgt, können dieselben den Verlauf der elektrischen Erdströme beeinflussen, worüber nähere Untersuchungen auszuführen sein werden.

Weitere Ausführung und Begründung obiger Thesen behält sich Redner für eine spätere Sitzung vor.

An der Besprechung beteiligten sich die Herren Keilhack, Solger und Koert.

Hierauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

Branco. Jaekel. Zimmermann.

2. Protokoll der Februar-Sitzung.

Verhandelt Berlin, den 3. Februar 1904.

Vorsitzender: Herr JAEKEL.

Das Protokoll der Januar-Sitzung wurde vorgelesen und genehmigt.

Der Vorsitzende machte darauf aufmerksam, daß vom vierten Hefte des Jahrgangs 1903 ab auf der zweiten Seite des Umschlags unserer Zeitschrift eine größere Zahl solcher Mitteilungen an die Mitglieder stehen werden, deren Kenntnis für diese dauernd oder gelegentlich von besonderer Wichtigkeit sein dürfte, sowie daß künftig neue Mitgliedsdiplome von etwas gefälligerem Aussehen als die bisherigen ausgegeben werden.

Der Vorsitzende teilte ferner mit, daß Herr ROTHPLETZ beim Begräbnis des Herrn v. ZITTEL die Gesellschaft vertreten und deren Kranz am Grabe niedergelegt hat.

Der Gesellschaft sind als Mitglieder beigetreten:

Herr Bergreferendar Dr. BÄRTLING, Oker a. Harz,
vorgeschlagen durch die Herren ANDREAE, BERGEAT und SCHRAMMEN;

Herr Landesgeologe Dr. K. SCHNARRENBERGER, Heidelberg.
vorgeschlagen durch die Herren SCHALCH, SALOMON und JOH. BÖHM;

Herr Geolog Dr. E. PICARD, Berlin,
vorgeschlagen durch die Herren ZIMMERMANN, J. BÖHM und E. NAUMANN;

Herr RUDOLF HERMANN, Wissenschaftl. Hilfsarbeiter am Mus. f. Völkerkunde zu Berlin,
vorgeschlagen durch die Herren BRANCO, JAEKEL und JANENSCH.

Alsdann wurden außer den im Umtausch eingegangenen Zeitschriften und Karten folgende als Geschenk an die Bibliothek von den Autoren eingesandten Bücher vorgelegt:

H. CREDNER: Der vogtländische Erdbebenschwarm vom 13. Februar bis zum 18. Mai 1903 und seine Registrierung durch das WIECHERTsche Pendelseismometer in Leipzig. (S.-A. a. d. Abhandl. math.-phys. Kl. d. k. Sächs. Ges. Wiss. 28. 4°).
L. DUPARC: Nouvelles explorations dans l'Oural du Nord. Le bassin supérieur de la Kosva. (S.-A. a. Globe. Journ. géograph. Organe de la soc. d. géographie de Genève. 62. Mém.)
L. DUPARC et L. MRAZEC: Sur le minerai de fer DE TROÏTSK (Oural du Nord).
—: Sur les formations de la zone des quartzites et conglomérats inférieurs au Dévonien dans l'Oural du Nord.
F. ETZOLD: Bericht über die von WIECHERTS astatischem Pendelseismometer in Leipzig vom 1. Januar bis 30. Juni 1903 registrierten Fernbeben und Pulsationen. (S.-A. a. d. Ber. d. math.-phys. Kl. d. k. Sächs. Ges. Wiss. Leipzig. Sitzg. v. 1. Aug. 1903).
A. A. LEWIS: The Gumpie goldfield. Mining on Gumpie with a description of the geological structure of the field. Brisbane. 8°.
P. OPPENHEIM: Die Geologie der Insel Capri. Berlin. 8°.
G. STEINMANN: Tetraploporella Remesi, eine neue Dasycladacea aus dem Tithon von Stramberg. (S.-A. a. Beiträge z. Paläont. u. Geol. Österreichs-Ungarns u. d. Orients. 15.)
G. STEINMANN, H. HOEK und A. v. BISTRAM: Zur Geologie des südöstlichen Boliviens (S.-A. a. d. Zentralblatt f. Min., Geol. u. Paläont. 1904).

Herr **E. PHILIPPI** sprach über **die Geologie des von der deutschen Südpolar-Expedition besuchten antarktischen Gebietes.**

Das von der Expedition entdeckte Kaiser Wilhelm II. Land wird von einer einheitlichen Inlandeismasse bedeckt, aus der sich nur die Basaltkuppe des Gaußberges erhebt. Bereits am Gaußberge ist die Bewegung des Inlandeises eine sehr geringe, doch werden hier noch Eisberge produziert. Wenige Kilometer westlich vom Gaußberge ist jedoch das nnlandeis bereits völlig bewegungslos und zeigt gegen das Meereis meist eine ganz flache Böschung, bringt also keine Eisberge mehr hervor. Wahrscheinlich schwimmt ein Teil dieses unbeweglichen „Westeises".

Unter den Sprößlingen des Inlandeises, den Eisbergen, trennt Vortr. die großen ursprünglichen Tafeln von der vielgestaltigen Menge der gewälzten Eisberge und Eisbergtrümmer. Die tafelförmigen Berge zeigen eine deutliche Firnschichtung, jedoch nie Gesteineinschlüsse, welche bei den Bergen der zweiten Kategorie nicht selten sind. Jedoch sind die Einschlüsse nie regellos über einen größeren Teil des Eisberges verteilt, sondern sie ordnen sich meist zu verhältnismäßig schmalen Bändern an, welche einzeln oder in größerer Anzahl und alsdann untereinander pararallel den Eisberg durchziehen. Zuweilen verlaufen diese Bänder geradlinig, in anderen Fällen sind sie in eigentümlicher Weise

gebogen und gefaltet. Die äußere Form der Eisberggeschiebe weicht insofern von der unserer Diluvialgeschiebe ab, als allseitig geschrammte Stücke so gut wie ganz fehlen. Meist ist die abschleifende Wirkung auf einige oder wenige Flächen beschränkt, wodurch zuweilen schöne Facettengeschiebe entstehen. Nicht selten fehlt aber auch jede Spur einer abschleifenden Wirkung. Die meisten Geschiebe gehören ihrer Gesteinsbeschaffenheit nach dem Grundgebirge an. Es walten Gneise in verschiedenen Varietäten vor, die teilweise in Amphibolite, Glimmerschiefer etc. übergehen. Diese kristallinen Schiefer werden von Graniten durchsetzt. Nicht selten ist auch ein schöner, braunvioletter Gabbro. Von sedimentären Gesteinen ist nur ein roter Quarzit etwas häufiger, Versteinerungen fehlen ganz. Auch jungeruptive Gesteine scheinen in den Eisbergen in der Nähe des Winterlagers der Expedition nicht vorzukommen.

Der einzige Punkt, an dem anstehendes Gestein gefunden wurde, war der Gaußberg. Seine Höhe beträgt nach vorläufiger Messung 366 m. Er ist von 3 Seiten vom Inlandeise umgeben, nur seine Nordseite stößt direkt an das Meereis. Das Gestein des Gaußberges ist ein blasenreicher, feinkörniger bis glasiger Leucitbasalt, in dem sich häufig stark veränderte Einschlüsse von Gneis und Granit finden. Tuffe oder andere Auswurfprodukte fehlen, jedoch begegnet man häufig Spuren einer Solfatarentätigkeit, welche u. a. auch den Absatz von Schwefel in den Hohlräumen des Gesteins hervorgerufen hat. Moränenwälle begleiten den Fuß des Gaußberges auf den vom Inlandeis begrenzten Seiten, besonders auf der Ost- und Südseite mischt sich das Grundmoränenmaterial, welches petrographisch von den Einschlüssen der Eisberge nicht zu unterscheiden, also größtenteils archäisch ist, mit dem Schutt des Gaußberges; auf der Westseite fehlt das erratische Material hingegen fast ganz. Von Interesse ist es, daß Erraticum alle Abhänge des Berges bis zu seinem Gipfel bedeckt; es zeigt an, daß in der Vorzeit das Inlandeis mindestens 350 m mächtiger war, als heute. Wahrscheinlich sind auch die aus anstehendem Gestein aufgebauten Terrassen, welche überall an den Gehängen des Gaußberges hervortreten, durch eine frühere, stärkere Vergletscherung bedingt. Das alte Erraticum des Gaußberges zeigt sehr eigentümliche Erosionswirkungen in Gestalt von tiefen Gruben, Ausmodellierung härterer Teile etc., welche lebhaft an ähnliche Erscheinungen in der Wüste erinnern.

Der Vorsitzende beglückwünschte den Vortragenden und dankte der Direktion der Kgl. Preuß. geologischen Landesanstalt für die Darbietung des Projektionsapparates.

An der Besprechung beteiligten sich die Herren JENTZSCH, O. SCHNEIDER und JAEKEL.

Herr JENTZSCH bemerkte, daß er betreffs des Ursprungs der an der Westseite des Gaußbergs hoch hinaufragenden beiden Eisrücken nach der trefflichen, höchst anschaulichen Photographie dieser beiden Rücken die Überzeugung habe, daß dieselben als vereiste Schneewehen zu betrachten seien. Ihre ganze Gestalt entspräche dieser Anschauung, und die so scharf ausgeprägten schmalen Rücken beider Eismassen würden dann durch Winderosion nach Art der Dünenkämme zu erklären sein.

Der auf einem anderen Bilde des von der Gauß erforschten Gebietes sichtbare Graben am Fuße einer Inlandseiskante, den auch der Herr Vortr. zutreffend auf Windwirkung zurückgeführt habe, sei ein im großen Maßstabe erscheinendes Beispiel einer gesetzmäßigen Erscheinung, welche im Handbuche des Deutschen Dünenbaues beschrieben sei und im kleinsten Maßstabe sogar im Schnee der Berliner Balkone beobachtet werden könne.

Herr MENZEL sprach über **das Vorkommen von *Diceras* im südlichen Hannover.** (Hierzu Textfig. 1—3).

Nachdem zuerst im nordwestlichen Deutschland WÜRTTENBERGER 1885[1]) ein *Diceras* erwähnt hatte, das in der Göttinger Universitätssammlung mit einer Etikette „Petersberg b. Goslar“ lag, über dessen Herkunft indes nichts Sicheres zu ermitteln gewesen war, berichtete DUBBERS 1888[2]) über das zahlreiche Auftreten von *Diceras* in einem Steinbruche im Dänengrund bei Salzhemmendorf. Er unterschied unter den dort gefundenen Stücken zwei neue Arten und beschrieb sie als *Diceras Koeneni* DUBB. und *Diceras gracile* DUBB., ohne indes Abbildungen von ihnen zu geben. Ein *Diceras* cf. *Koeneni* DUBB. führte sodann SMITH 1893[3]) vom Kahlberge bei Echte an. Damit ist, soweit mir bekannt, die Reihe der bisher veröffentlichten Fundorte von *Diceras* im nordwestlichen Deutschland erschöpft.

Im Sommer 1903 fand ich nun auf dem Reuberge bei Geerzen, etwa 15 km in der Luftlinie von dem Fundorte im Dänen-

---

[1]) Über den oberen Jura der Sandgrube bei Goslar. Diese Zeitschr. 1885, S. 570.

[2]) Der obere Jura auf dem Nordostflügel der Hilsmulde. Preisschrift und Dissertation. Göttingen 1888.

[3]) Die Jurabildungen des Kahlberges bei Echte. Jahrb. kgl. Preuß. geolog. L.-A. f. 1891.

grunde entfernt, nach SO zu, an dem Pfad, der auf dem Kamm des Reuberges entlang läuft, ein Gestein, das ganz voller Steinkerne, vor allem von Nerineen, steckte. Aus einigen Stücken dieses Gesteines gelang es mir nach einiger Mühe, eine Anzahl Exemplare von *Diceras* herauszuschlagen, von denen die Mehrzahl gut mit den von Dubbers als *Diceras Koeneni* beschriebenen Stücken übereinstimmt. Einige Stücke zeigen ein anderes Aussehen und scheinen zu *Diceras gracile* Dubb. zu gehören. Von dem ersten Fundort im Süden des Reuberges verfolgte ich die *Diceras* führenden Schichten an dem Kamm entlang noch eine ganze Strecke weit nach N. und fand hier noch mehrere Exemplare. Stücke von *Diceras*-Steinkernen fand ich sodann noch in Blöcken löcherigen Kalksteines in einer Grotte des Gasthausgartens von Limmer bei Alfeld und in ebensolchen Grottensteinen im Garten von Gastwirt Kessel in Delligsen. Die Steine in Limmer stammten aus der Gegend von Brunkensen, also aus der nördlichen Fortsetzung des Reuberges, die in Delligsen vom Steinberge bei Delligsen, also der südlichen Verlängerung des Reuberges. Sie waren am südwestlichen Abhange des Bergzuges aus dem Abhangschutt aufgelesen worden.

Das *Diceras*-Gestein vom Reuberge besteht nun in der Hauptsache aus einem dichten, etwas knolligen, ziemlich hellen Kalke, der löcherig verwittert und häufig von Kalkspath durchzogen ist. Die Fossilien, unter denen am häufigsten Nerineen auftreten, bestehen fast sämtlich aus Steinkernen. Die Hohlräume der aufgelösten dicken Schalen von *Diceras* sind entweder, wie auch Dubbers vom Dänengrund angibt, mit einem gelblichen Mulm erfüllt, oder, vorwiegend, mit Kalkspath ausgekleidet, in dem nicht selten Bohrmuscheln stecken. Hie und da sind einzelne Gesteinsstücke auch etwas oolithisch.

An Fossilien fanden sich am Reuberge in diesen Schichten:

Rhynchonella pinguis Roem.
Ostrea sp.
Exoggra reniformis Gldf.
Pecten varians Roem.
Diceras Koeneni Dubb.
„ *gracile* Dubb.
Bohrmuscheln.
Undeutliche Steinkerne einer großen Bivalve (= Pachyrisma?).
Nerinea visurgis Roem.
„ sp.

Diese Fossilien deuten auf oberen Korallenoolith hin. Sie treten im übrigen fast sämtlich auch in Begleitung der *Diceras*-Arten vom Dänengrunde auf, sowie in den oberen Dolomiten am Kahlberge, aus denen nach Smith auch sein *Diceras* cf. *Koeneni* Dubb. stammt.

Die Lagerungsverhältnisse im Einzelnen gestalten sich am Reuberge etwa in folgender Weise:

Der Reuberg bildet einen Teil des von Koert[1]) mit dem Gesamtnamen des Selter bezeichneten Zuges von oberen Juraschichten, der von der Gegend von Salzhemmendorf in südöstlicher Richtung über Marienhagen, Brunkensen, Dörshelf bis etwa zum Nollen bei Naënsen sich hinzieht und u. a. von Dubbers eingehend beschrieben wird. Seine Schichten zeigen ein etwas wechselndes, in der Hauptsache aber ziemlich steiles Einfallen nach SW. Den ersten sanften Anstieg im NO bilden die Doggerschichten. Darüber erheben sich etwas steiler die Heersumer Schichten, von denen aber wenig zu sehen ist. Der Korallenoolith, der nun folgt, bedingt einen noch steileren Anstieg. Seine Gliederung im Einzelnen läßt sich auch heute noch wie zu Dubbers Zeiten wegen mangelnder größerer Aufschlüsse, besonders in den unteren Schichten, schwer verfolgen. Man kann aber unterscheiden: über den Heersumer Schichten zuerst eine Zone sandiger, kieselsäurereicher Kalksteine mit zahlreichen Korallen, sodann zwei Horizonte massiger dickbankiger Oolithe, die durch mürbe, mergelige Schichten mit eingelagerten dünnplattigen Kalken und Oolithen auseinander gehalten werden, und wiederum eine Schichtenfolge mürber, weicher, mergeliger Schichten mit eingelagerten, wenig mächtigen Kalken und Oolithen über dem oberen massigen Oolithhorizont, auf die sich dann die Schichten des unteren Kimmeridge legen. Die Oolithe und Kalke des Korallenoolith haben vielfach von Spalten und Verwerfungen aus eine nachträgliche Umwandlung im Dolomit erfahren, die zuerst und hauptsächlich die Oolithhorizonte ergriffen hat. Der Einfluß dieser Schichten auf die Geländeformen findet nun in dem Sinne statt, daß die meist dolomitisierten oberen Oolithe in der Regel den Kamm des Bergzuges bilden und diesen häufig mit einer Reihe massiger Dolomitklippen krönen (Fig. 1).

---

[1]) Geologische und paläontologische Untersuchung der Grenzschichten zwischen Jura und Kreide auf der Südwestseite des Selter. Preisschrift und Dissertation. Göttingen 1898.

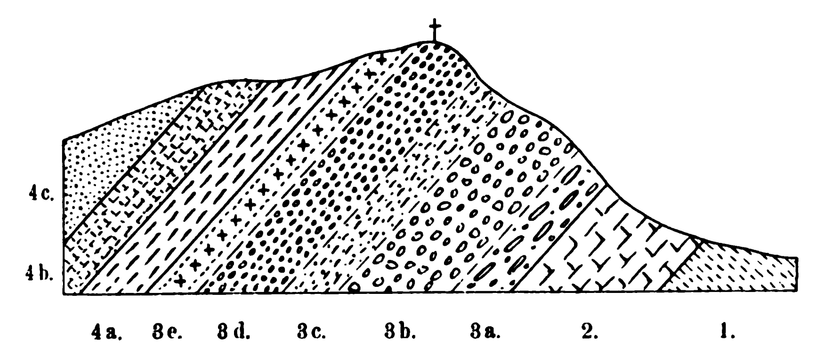


Fig. 1. Schematisches Profil durch den unteren Weißen Jura am Selter. Den Kamm bilden die oberen Korallen-Dolomite.

An einigen Stellen, so z. B. am Selter im engeren Sinne, oberhalb Erzhausen, erhebt sich aber über dem Kamm aus Korallendolomiten ein zweiter höherer, durch eine flache Einsenkung getrennter Kamm[1]), der von den aus festen dickbankigen Kalken bestehenden Schichten des mittleren Kimmeridge gebildet wird (Fig. 2).

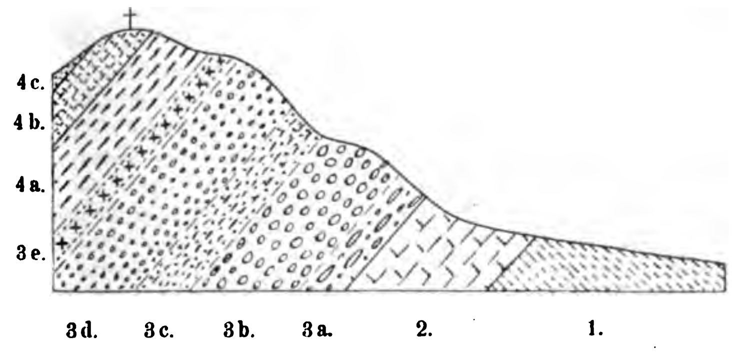


Fig. 2. Schematisches Profil durch den unteren Weißen Jura am Selter. Den Kamm bilden Schichten des mittleren Kimmeridge.

Am Reuberge nun findet ein dritter seltener Fall statt. Die Klippen der oberen Dolomite treten etwas an den nordöstlichen Berghang zurück, und die darüber liegenden, sonst nicht allzu widerstandsfähigen Schichten der obersten Abteilung des Korallenooliths bilden den Kamm (Fig. 3).

---

[1]) v. Koenen, Erläuterungen zur geol. Spezial-Karte v. Preußen etc. Blatt Groß-Freden S. 15.

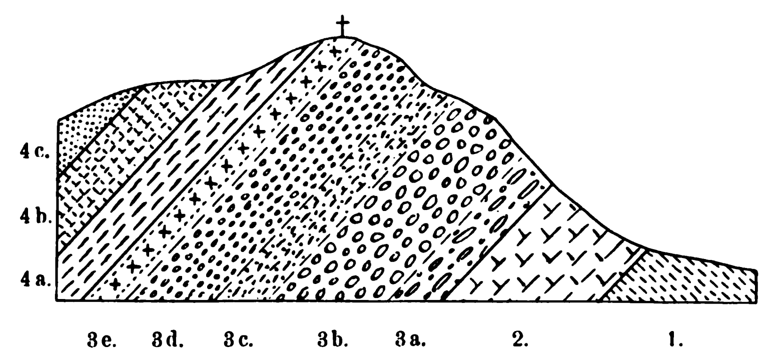


Fig. 3. Schematisches Profil durch den unteren Weißen Jura am Selter. Den Kamm bilden die obersten Schichten des Korallenoolithes.

Zeichenerklärung: 1. = Dogger; 2. = Heersumer Schichten; 3a. = Unterste, sandige Zone des Korallenooliths; 3b. = Untere Oolithzone; 3c. = Mürbere Zwischenschichten; 3d. = Obere Oolithzone; 3e. = die obersten Schichten des Korallenooliths; 4a. = Unterer Kimmeridge; 4b. = Mittlerer Kimmeridge; 4c. = Oberer Kimmeridge.

In diesen obersten, durch ihre Lage der Abtragung und Entblößung an dieser Stelle stark ausgesetzten Schichten des Korallenoolithes fanden sich die Steinkerne von *Diceras*.

Herr Jaekel legte Tafeln zu seiner Arbeit über fossile Carcharodonten vor, die als erster Teil einer Monographie der Selachierreste aus dem belgischen Tertiär vom Musée d'Histoire Naturelle in Brüssel demnächst herausgegeben werden wird. Die Tafeln enthalten Photographien in Form rekonstruierter Gebisse, die aus zusammengefundenen und vermutlich einst zusammengehörigen Zähnen zusammengestellt wurden und nun eine Vorstellung von der Verschiedenheit der Zähne je nach ihrer Stellung im Gebisse geben. Auch auf individuelle Variation und phylogenetische Veränderungen konnte bei der riesigen Fülle des Materials gebührende Rücksicht genommen werden.

Hierauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

Jaekel. Joh. Böhm. Zimmermann.

3. Protokoll der März-Sitzung.

Verhandelt Berlin, den 2. März 1904.

Vorsitzender: Herr BRANCO.

Das Protokoll der Februar-Sitzung wurde vorgelesen und genehmigt.

Der Vorsitzende teilt mit, daß der Vermittler der wissenschaftlichen Sendungen nach und von Amerika, Herr Dr. FLÜGEL in Leipzig, verstorben und an dessen Stelle Herr Buchhändler KARL W. HIERSEMANN, Leipzig, Königstr. 3, getreten ist.

Ferner teilt der Vorsitzende den am 21. Februar erfolgten Tod des Professors Dr. LOUIS BEUSHAUSEN mit.

In BEUSHAUSEN hat unsere Gesellschaft einen Mann verloren, dessen Name mit der neueren Erforschung des Harzgebirges eng verknüpft gewesen ist und bleiben wird. Ein Kind des Harzes durch Geburt und durch Erziehung, blieb er es später auch als Mann und Forscher, und jetzt ruht auch sein Leib in seiner heimatlichen Erde, mit der sein Geist so unablässig sich beschäftigt hat. Gleich die erste Untersuchung 1884, die ihm in Göttingen den Doktorgrad erwarb, lieferte einen „Beitrag zur Kenntnis des Oberharzer Spiriferensandsteins und seiner Fauna.“ Und von da an bis an das Ende ist er der Erforschung der Devonbildungen treu geblieben, die er teils im Harze, teils im Rheingebiete betrieb.

Die Früchte dieser Untersuchungen sehen wir in Arbeiten „Über einige Lamellibranchiaten des rheinischen Unterdevon“, „Die Lamellibranchiaten des rheinischen Devon mit Ausschluß der Aviculiden“, „Über das Devon des nördlichen Oberharzes mit besonderer Berücksichtigung der Gegend zwischen Zellerfeld und Goslar“, „Zur Frage nach dem geologischen Alter des *Pentamerus rhenanus*“, „Über *Amnigenia rhenana*“, „Die Fauna des Hauptquarzites am Bruchberge“, „Über Alter und Gliederung des sog. Kramenzelkalkes im Oberharze“, „Über Hypostoma von Homalonoten“, „Über den Bau des Schlosses von *Mecynodus.*“

Mit Denckmann und Koch zusammen schrieb er endlich „Neue Beobachtungen aus dem Unterharze."

Nun war er berufen worden, alles das, was erneute Beobachtung über den Bau dieses so schwierigen Gebietes festgestellt hatte, zusammenzutragen und in einem neuen kartographischen Bilde darzustellen. Da rief ein herbes Geschick, das er mit mutiger Seele ein Jahr lang trug, den noch so Jugendlichen ab, bevor er dieser seiner letzten Aufgabe gerecht werden konnte.

Seit 1901 war er Professor für Geologie und Paläontologie an der Bergakademie in Berlin, nachdem ihm schon 1899 die Lehrassistenz für Paläontologie nebenamtlich übertragen war; und mit derselben hohen Pflichttreue, wie jenes, hat er dieses erfüllt bis fast an seine letzten Lebenstage hin. Auch im Vorstande unserer Gesellschaft hat er dieser seine Kräfte gewidmet.

Die Anwesenden erheben sich von den Sitzen.

Der Gesellschaft sind als Mitglieder beigetreten:

Herr Alfred Tewis, Bergbaubeflissener aus Frose in Anhalt, z. Z. in Berlin,
vorgeschlagen durch die Herren Krusch, Fliegel und Quaas;

Herr Dr. Hans Wermbter, Oberlehrer am Realgymnasium zu Rastenburg i. Ost-Preußen,
vorgeschlagen durch die Herren Kaunhowen, G. Müller und P. G. Krause.

Der Vorsitzende legte darauf außer den im Austausch eingegangenen Zeitschriften nachstehende, als Geschenk an die Bibliothek von den Autoren eingesandte Schriften vor:

Credner, H.: Die geologische Landesanstalt des Königreichs Sachsen. S.-A. a. Die Kgl. Sächsische Bergakademie zu Freiberg und die Kgl. geologische Landesanstalt u. s. w. Freiberg i. S. 1904.

Finsterwalder, S.: Bericht der Internationalen Gletscherkommission. Dem IX. Internat. Geologen-Kongreß zu Wien 1903 erstattet.

Gagel, C.: Über die geologischen Verhältnisse der Gegend von Ratzeburg und Mölln. S.-A. a. d. Jahrbuch d. Kgl. Preuß. geol. Landesanstalt u. Bergakad. 1903. **24**. Berlin.

Hatch, Fr. H.: The Boulder beds of Ventersdorp (Transvaal). S.-A. a. Transact. geol. Soc. South Africa. **6**. (5). Johannesburg 1904.

Henriksen, G.: On the iron ore deposits in Sydvaranger. Finmarken-Norway and relative geological problems. Christiania 1904.

Jickeli, F.: Die Unvollkommenheit des Stoffwechsels im Kampf ums Dasein. Abhandl. d. Siebenbürg. Ver. f. Naturw. zu Hermannstadt. **1**. Berlin 1902.

Lohest, M., Herbets, A., Forir, H.: La géologie de la reconnaissance du terrain houiller du Nord de la Belgique. Liége 1904.

Petri, H.: Monographie des Coleopteren-Tribus Hyperini. Abhandl. Siebenbürg. Ver. f. Naturw. zu Hermannstadt. **2**. Berlin 1903.

Teisseyre, W.: Versuch einer Tektonik des Vorlandes der Karpathen in Galizien und in der Bukowina. S.-A. a. d. Verhandl. k. k. geol. Reichsanstalt Wien 1903, No. 15.

Teisseyre, W.: Der paläozoische Horst von Podolien und die ihn umgebenden Senkungsfelder. S.-A. aus d. Beitr. z. Paläont. u. Geol. i. Österr.-Ungarn u. d. Orients. 15.
— u. Mrazec, L.: Das Salzvorkommen in Rumänien. S.-A. a. d. Österreich. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen 51. 1908.
Wilckens, O.: Revision der Fauna der Quiriquina-Schichten. S.-A. a. d. N. Jahrb. f. Min. u. s. w. Beil.-Bd. 18. Stuttgart 1904.

Herr **Erich Kaiser** sprach über **Bauxit- und Lateritartige Zersetzungsprodukte.**

Die Bauxitvorkommen Deutschlands werden nach den eingehenden Untersuchungen von Liebrich[1]) als Verwitterungsprodukte basaltischer Gesteine aufgefaßt, aus denen das Tonerdehydrat des Bauxit durch fast völliges Verschwinden der Kieselsäure, der zweiwertigen Metalle und der Alkalien entstehen soll. Zu beachten ist dabei, daß die Bauxite im Vogelsgebirge nach den Berichten von Liebrich als Knollen in einem Tone auftreten, der im wesentlichen aus einem wasserhaltigen Aluminiumsilikat besteht. Über eine etwaige Erhaltung der Struktur auch in diesem Tone geben die bisherigen Daten in der Literatur keinen Aufschluß.

Mit den Bauxiten und den sie umschließenden Tonen zu vergleichen sind gelbe, gelbbraune, rötliche, selten wegen der ungleichen Verteilung des Färbemittels rot- oder braunfleckige Zersetzungsprodukte von Basalten, die in dem niederrheinischen Eruptivgebiete mir schon früher aufgefallen waren, jedoch wenigstens teilweise falsch von mir gedeutet wurden.[2])

Das typischste Vorkommen ist das vom Kuckstein bei Oberkassel a. Rhein, gegenüber Bonn. Der Basalt (normaler Feldspatbasalt) ist auf größere Strecken in ein leicht zerreibliches, hellgelbbraunes bis weißliches Produkt umgewandelt, das von zahlreichen Klüften durchsetzt wird, die mit der ursprünglichen Säulenbildung des Basaltes nichts zu tun haben. Sämtliche Klüfte sind von Brauneisenstein ausgefüllt. In dem Innern der einzelnen, von Klüften umgrenzten Partieen sieht man stellenweise noch frische, kugelig oder ellipsoidisch umgrenzte Basaltstücke.

Die Struktur des Gesteins zeigt sich im Dünnschliffe auf das

---

[1]) Beitrag zur Kenntnis des Bauxits vom Vogelsgebirge. Inaug. Dissert. Zürich 1891. Gießen 1891. — Berichte der Oberhessischen Gesellschaft zu Gießen 28. S. 57—98. — Bauxit und Smirgel. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1895. S. 275—277. Vgl. auch M. Bauer, N. Jahrb. f. Min. 1898. 2. S. 208 f.

[2]) Vergl. E. Kaiser, Verhandl. naturhist. Ver. Bonn 1897. 54. S. 190. Ich hatte damals das später zu besprechende amorphe Tonerdesilikat als Opal gedeutet. — Laspeyres hat (Ebenda 1900. 57. S. 517) angenommen, daß es sich bei dem gleichen Vorkommen um eine Zersetzung zu Serpentin und Kaolin handele. Auch diese Deutung entspricht nicht den tatsächlichen Verhältnissen.

deutlichste erhalten. Lange, helle, leistenförmige Durchschnitte entsprechen dem Feldspat, sind aber völlig in ein isotropes Mineral umgewandelt, während die Augite und Olivine (bei denen von der typischen Maschenstruktur einer Serpentinbildung fast nichts zu sehen ist) bei der Bildung dieser amorphen Substanz eine leichte Färbung durch Eisenhydroxyd erlitten haben. Auch die Grundmasse ist in gleicher Weise umgewandelt bis auf gleichmäßig eingestreute, winzig kleine (bis $^1/_{1000}$ mm große), stark lichtbrechende Körperchen schwacher Doppelbrechung, deren Deutung bislang nicht gelungen ist. An Stelle des Erzes sind gelblichgraue Aggregate getreten. Nur vereinzelt sieht man in dem Gesteine einzelne Schüppchen aufleuchten, die auf Hydrargillit, namentlich im Vergleich mit anderen Vorkommen, hinweisen. Vereinzelt liegende Apatite sind in dem sonst so stark zersetzten Gesteine noch völlig frisch.

Die in dem Laboratorium der Preuß. Geologischen Landesanstalt und Bergakademie von Herrn Dr. LINDNER ausgeführten Analysen [1]) zeigen, daß der Gehalt an SiO_2 wenig abgenommen hat, daß die alkalischen Erden und Natron fast völlig verschwunden sind, während Tonerde beträchtlich, Eisen wenig zugenommen hat. Auffallend ist der Gegensatz von TiO_2 gegenüber SiO_2, von K_2O gegenüber Na_2O.

	Basalt. Kuckstein bei Oberkassel am Siebengebirge.	
	frisch	zersetzt
SiO_2	42.42	39.60
TiO_2	0.48	1.52
Al_2O_3	13.43	25.19
Fe_2O_3	6.40	14.73
FeO	6.49	0.01
MnO	—	0.07
MgO	11.00	0.24
CaO	11.05	1.90
Na_2O	2.75	0.65
K_2O	0.52	2.35
H_2O	1.20	13.07
SO_3	0.17	0.15
P_2O_5	0.55	0.67
CO_2	3.17	—
Sa.	99.63	100.15
Spez. Gew.	2.96	2.45

[1]) Eine Kontrollanalyse ergab nur wenig abweichende Werte.

Es handelt sich dabei aber wohl kaum um eine Zufuhr von Tonerde, sondern nur um eine Wegführung der übrigen Bestandteile, vor allem der Kieselsäure. Tonerde zeigt also in den Analysen nur eine relative Anreicherung. Wie dabei die absolute Zunahme der Titansäure zu deuten ist, ist zweifelhaft. Neben Tonerde und Titansäure zeigt noch der Kali-Gehalt eine Anreicherung. Im Verhältnis zu der ursprünglich vorhandenen Menge muß eine recht erhebliche Zufuhr von Kali stattgefunden haben. worauf ich unten noch einmal zurückkomme.

Von dem zersetzten Gestein waren in heißer Salzsäure löslich:

SiO_2	0.19
TiO_2	0.42
Al_2O_3	13.54
Fe_2O_3	10.17
CaO	1.50
MgO	0.07

Ähnliche Zersetzungsprodukte lernte ich kennen vom Scharfenberg bei Heisterbacherrott, aus der Hölle[1]) und aus dem Mittelbachtal bei Königswinter, wie von Caldauen bei Siegburg (an doleritischem Basalte). Das geologische Auftreten aller dieser Vorkommen weist auf eine gangförmige Natur der Basalte hin.[2]) Ein ausgedehnteres Vorkommen ähnlicher Natur liegt bei Neuenahr und wird auf der einen Seite von einer der Verwerfungen begrenzt, denen das Thermalwasser von Neuenahr zu folgen scheint.

Sowohl die Gänge aus der Umgebung des Siebengebirges, als auch das letztgenannte Vorkommen stehen in Beziehung zu Sprüngen des Rheinischen Schiefergebirges.

Ein ähnlicher Zusammenhang mit tektonischen Linien ist zu vermuten bei einem an Eisen ärmeren, an Tonerde reicheren Vorkommen von der Bramburg im Solling (Süd-Hannover), von dem mir Herr Dr. Grupe Stufen vorlegte. Hier ist durch die geologische Untersuchung die Zersetzung gerade längs einer Störung nachgewiesen.

Die in dem Laboratorium der Geologischen Landesanstalt von Herrn Dr. Klüss und Herrn Dr. Eyme ausgeführten Analysen weisen auf die gleichen Umwandlungserscheinungen wie bei dem

---

[1]) Auf dies Vorkommen weist Laspeyres hin (Verhandl. naturh. Ver. Bonn 1900. 57. S. 885).

[2]) Die von Laspeyres an meiner Deutung der Oberkasseler Basalte als Gangvorkommen geübte Kritik ist hinfällig, wie noch ausführlicher nachgewiesen werden soll. — Das angeführte Vorkommen vom Kuckstein gehört zu dem hangendsten der drei Basaltgänge, der besondere Mächtigkeit und dabei ganz unregelmäßige Salbänder zeigt.

Vorkommen vom Kuckstein bei Oberkassel hin. Die Anreicherung an Tonerde ist erheblicher, diejenige an Kali geringer als bei dem vorher besprochenen Vorkommen. Ganz auffallend ist die Zunahme an TiO_2.

	Basalt. Bramburg, Solling.	
	frisch	zersetzt
SiO_2	47.97	42.68
TiO_2	1.92	4.51
Al_2O_3	13.57	30.34
Fe_2O_3	2.89	2.67
FeO	8.42	—
MgO	8.67	0.14
CaO	8.43	1.09
Na_2O	3.37	0.54
K_2O	2.01	1.50
H_2O	2.18	15.99
SO_3	0.07	0.31
P_2O_5	0.51	0.38
Sa.	100.01	100.15

An anderen Stellen liegt ein Zusammenhang mit Verwerfungen nicht vor. Geschiebe in den diluvialen Schottermassen des Rheines zeigen randlich eine gleiche Umwandlung.

Es ist einleuchtend, daß ein gleicher Umwandlungsvorgang nicht auf die Basalte allein beschränkt sein muß, sondern auch bei Gesteinen gleicher chemischer und mineralogischer Zusammensetzung unter geeigneten Umständen zu beobachten ist. So zeigen Diabase des Harzes und des thüringisch-sächsischen Vogtlandes gleiche Erscheinungen, und nach den von STRENG veröffentlichten Analysen von Melaphyren des südlichen Harzrandes [1]) sind auch dort gleiche Umwandlungen eingetreten.

Bei allen mikroskopisch und chemisch genauer untersuchten Vorkommen zeigt sich, daß es sich um die Neigung zur relativen Anreicherung an Al_2O_3, zum Teil auch an Fe_2O_3, und dabei um die Bildung eines amorphen Tonerdesilikates handelt, in einigen Vorkommen unter gleichzeitiger (oder späterer) Ausbildung eines Tonerdehydrates. Gleichzeitig ist bei mehreren Vorkommen eine auffallende absolute Anreicherung des Zersetzungsproduktes an K_2O

[1]) Diese Zeitschr. 1858. 10. S. 99—190.

beobachtet worden, ohne daß bei diesen Vorkommen unter dem Mikroskope die Anwesenheit eines besonderen Minerales, vielleicht eines Zeolithes oder noch unzersetzter Feldspatsubstanz, nachzuweisen ist.

Die Bildung des wasserhaltigen Tonerdesilikates, dessen Zusammensetzung mit der des Kaolin nicht in Einklang zu bringen ist, weist auf einen besonderen Vorgang bei dieser Zersetzung hin. Nun zeigen auch die von Liebrich, Petersen[1]), Branner[2]) u. A. mitgeteilten Analysen, daß von dem normalen frischen Gesteine bis zu dem zu einem Tonerdehydrat zersetzten Gesteine Zwischenprodukte vorhanden sein müssen. Der gleichmäßige amorphe Charakter des Vorkommens vom Kuckstein bei Oberkassel läßt vermuten, daß es sich um ein Mineral von bestimmter stöchiometrischer Zusammensetzung handelt, dessen Analyse wir auch in dem sog. „Tone“ vom Vogelsgebirge vor uns haben, in dem der Bauxit in der Form von Knollen auftritt.

Es muß sich also auf dem Wege zum Bauxit zunächst ein Tonerdesilikat bilden. Damit ist auch ein Wink gegeben für die Erklärung des ganzen Zersetzungsvorganges: Kohlensäurehaltige Lösungen wandeln zunächst die Feldspate, dann auch die übrigen Silikate in ein wasserhaltiges Tonerdesilikat und alkalihaltige Gewässer dann dieses in Tonerdehydrat um.[3]) Daraus erklärt sich am einfachsten die Bildung der Hydrate, zu deren Deutung man bisher die Einwirkung von chlor- oder schwefelsäurehaltigen Lösungen zu Hilfe nahm. Daß die alkalihaltigen Lösungen imstande sind, einen derartigen Zersetzungsvorgang an Tonerdesilikaten hervorzurufen, ist namentlich durch die Untersuchungen von Lemberg[4]) überzeugend nachgewiesen. Während das Auftreten von chlor- oder schwefelsäurehaltigen Lösungen an den einzelnen Punkten Schwierigkeiten verursacht, ist das von Alkalilösungen, sei es in der Form eines Karbonates, Silikates oder auch vielleicht Hydrates überall, namentlich aber auf den Sprüngen des Rheinischen Schiefergebirges, gegeben.

Schon oben wurde auf die besondere Rolle des K_2O hingewiesen, das noch in weiteren (hier nicht zum Abdrucke gelangten) Analysen angereichert oder weniger stark ausgelaugt erscheint,

---

[1]) N. Jahrb. f. Min. etc. 1894. 1. Ref. S. 460.

[2]) The Bauxite Deposits of Arkansas. Journal of Geology 1897. 5. S. 263—289 (mit ausführlicher bibliographischer Zusammenstellung der Bauxitliteratur).

[3]) Zu einem ähnlichen Erklärungsversuch neigt auch Liebrich.

[4]) Vergl. z. B. Diese Zeitschr. 1883. 35. S. 557 f.; 1887. 39 S. 589 f.; 1888. 40. S. 625 f.

wie bei anderen Gesteinen. Dies könnte vielleicht in Beziehung zu bringen sein mit einer Adsorption der alkali-haltigen Lösung an dem gebildeten wasserhaltigen Tonerdesilikat. Nach den von KOHLER[1]) kürzlich zusammengestellten Beobachtungen ist eine derartige Neigung der „Tonsubstanz" gegenüber alkalihaltigen Lösungen mehrfach beobachtet worden.

In den mir bisher vorliegenden Analysen zersetzter Basalte und ähnlicher Gesteine kommt eine relative oder absolute Anreicherung an Kali mehrfach zum Ausdrucke, ohne daß es gelingt, eine zeolith-artige Substanz als Trägerin nachzuweisen. Das Verhältnis zur Tonerde wechselt. Nun ist auch von STRENG[2]) beobachtet worden, daß bei der Behandlung ähnlicher Zersetzungsprodukte mit Kaliumquecksilberjodid oder Kaliumjodid-Lösung auch nach wiederholtem Auskochen ein Teil der Kaliumjodid-Lösung aus dem Zersetzungsprodukt nicht zu entfernen war. Ebenso hat STRENG[3]) analytische Belege dafür geliefert, daß eine Anreicherung an K_2O auch in den Zersetzungsprodukten von Melaphyr stattfindet.

Diese Erscheinungen lassen auch in unserem Falle auf eine Adsorption hindeuten, die hier von besonderer Bedeutung für die erfolgende Zersetzung des gebildeten wasserhaltigen Tonerdesilikates ist. Alkalihaltige Lösungen sind überall vorhanden, namentlich auf den Gangspalten des Rheinischen Schiefergebirges. Findet durch Adsorption an dem wasserhaltigen Tonerdesilikat eine Konzentration der Kalilösung statt, so ist auch eine spätere Einwirkung erklärlich. Besonders zu beachten ist, daß der sich bildende Bauxit, also das reine Tonerdehydrat kaliarm ist[4]), daß also hier die Adsorption nicht mehr zu wirken scheint.

Für die Erklärung dieses Gegensatzes sind die Untersuchungen von J. M. VAN BEMMELEN von besonderer Bedeutung. Er hat u. A. nachgewiesen[5]), daß die Adsorptionserscheinungen bei Kolloïden, im allgemeinen bei Stoffen im amorphen Zustande, aber nicht bei Stoffen im krystalloidalen Zustande stattfinden. Dies würde durch den vorliegenden Fall eine ausgezeichnete Bestätigung erfahren. Das amorphe wasserhaltige Tonerdesilikat,

---

[1]) Zeitschr. f. prakt. Geologie 1903. **11.** S. 49—59.

[2]) N. Jahrb. f. Min. 1888. **2.** S. 221—222.

[3]) Siehe S. 20. Anm. 1.

[4]) Es geht dies namentlich aus den Analysen von LIEBRICH (a. a. O.) hervor.

[5]) Besonders zu beachten: Zeitschrift für anorganische Chemie 1900. **23.** S. 321. 370—371.

namentlich in dem Vorkommen vom Kuckstein, zeigt einen hohen Kaligehalt, während das kristallisierte Tonerdehydrat im Bauxit keine Adsorption mehr wahrnehmen läßt. Speziell weist Bemmelen dies für kolloidales gegenüber krystallisiertem Aluminiumhydroxyd nach.

Durch die Untersuchungen von M. Bauer sind die Bauxite in Parallele gestellt worden zu den Lateritbildungen der Tropen. Dabei hat Bauer aber wesentlich nur die reinen Tonerdehydratvorkommen mit den Bauxiten verglichen. Die Gesamtheit der bisher bekannten Lateritanalysen weist darauf hin, daß es sich um gleiche Übergangsprodukte handelt zwischen dem wesentlich feldspatführenden Gestein und dem in dem Verwitterungsprodukte auftretenden Laterit, daß also auch in den Tropen der gleiche Vorgang wie in den gemäßigten Zonen vorliegt: Bildung eines wasserhaltigen Aluminiumsilikates als Zwischenprodukt.

Anmerkung. Erst während des Druckes der obigen Mitteilungen wurden mir einige Arbeiten von M. Dittrich (Mitteilungen der Großherz. Badischen Geologischen Landesanstalt. 4. (1. Heft) S. 63—83, (2. Heft) S. 197—207, (3. Heft) S. 339—366) zugänglich, in denen er sich mit der Frage der Kaliadsorption bei ähnlichen Zersetzungsprodukten granitischer Gesteine beschäftigt und dabei zu dem Resultate kommt, daß es sich nicht um eine bloße Adsorption, sondern um eine feste chemische Bindung handelt. Dittrich bezeichnet es als wahrscheinlich, daß „die Absorption des Kali, wenn nicht allein, so doch wenigstens in beträchtlichem Maße zurückzuführen ist auf wasserhaltige Aluminate von Calcium und Magnesium“. Auch Gans hat neuerdings (Jahrb. Kgl. Preuß. geolog. L.-A. f. 1902. Berlin 1903. 23. S. 1—69) die Absorptionsfähigkeit der Böden auf einen Austausch gegen Kalk zurückgeführt. Kalkfreien Böden gehe die Absorptionsfähigkeit ab.

Zwischen den Untersuchungen von Dittrich und der von mir ausgesprochenen Vermutung besteht ein Gegensatz, der wohl nur dadurch zu lösen ist, daß ein zeolithartiger Körper in den mit Kalilösungen behandelten Schliffen gleicher oder ähnlicher Zersetzungsprodukte nachgewiesen wird. Bisher ist eine derartige mikroskopische Bestätigung der chemischen Deutung nicht erfolgt. Ich hoffe, nach dieser Richtung hin die Untersuchungen fortsetzen zu können.

Es erübrigt noch ein kurzer Hinweis auf eine kürzlich von Hornung gegebene Erklärung ähnlicher Anreicherungen von Kali (Regionalmetamorphose am Harze. Stuttgart 1902. S. 72—74 — Industrie Nr. 18 vom 22. 1. 04. S. 205—206). Hornung führt diesen Vorgang auf die Einwirkung von „hochgradig konzentrierten Salzlaugen, wie sie bei der Bildung von Salzlagern resultieren“, zurück. Er nennt diesen Vorgang „Halurgometamorphose“ und bringt ihn in Verbindung mit der Salzlagerbildung. Bei der Allgemeinheit der Kalianreicherung ist dieser Erklärungsversuch als nicht haltbar anzusehen.

Im Anschluß an die Erwähnung der lateritischen Verwitterung durch den Vorredner teilt Herr KOERT auf Grund seiner Beobachtungen in der Umgegend von Amani (Ostusambara) mit, daß sich in den dortigen Verwitterungsböden des Gneißes folgende Stufen zu erkennen gäben:

1. ein Rotlehm, der noch Blöcke von frischerem Hornblendegneiß umschließt, und der nur an den Talgehängen vorkommt, soweit durch rückschreitende Erosion in junger Zeit der Felsuntergrund freigelegt wurde. Dieser Rotlehm ist, weil am wenigsten ausgelaugt, in agronomischer Hinsicht der wertvollste der dortigen Böden überhaupt.
2. Der schon seit längerer Zeit der Verwitterung unterworfene gewöhnliche Rotlehm, welcher außer quarzigem Material Gneiß-Gestein höchstens in stark verwittertem Zustande führt. Dieser Boden nimmt die bei weitem größten Flächen in der Gegend von Amani ein.
3. Als das Produkt der beginnenden Laterisierung sieht Redner den Lateritlehm an, welcher sich in kleinen, sehr scharf begrenzten Bezirken im Gebiete des gewöhnlichen Rotlehms findet, ein Vorkommen, auf welches Redner gegenüber den Behauptungen von WOHLTMANN bereits früher hingewiesen hat.[1] Der Lateritlehm ist vor allem durch die Führung von tonerde- oder eisenreichen konkretionären Neubildungen vom gewöhnlichen Rotlehm zu unterscheiden und findet sich anscheinend nur auf den Höhenrücken oder auf sehr flachen Gehängen, wohl weil an solchen Stellen die den Boden auslaugenden Lösungen besonders gut in die Tiefe eindringen können. Der Lateritlehm liefert einen äußerst sterilen Boden, und sein Vorkommen muß deshalb von den dortigen Pflanzern beachtet werden.

Eine ausführlichere Schilderung der Bodenverhältnisse in der Umgebung von Amani wird in den „Berichten über Land- und Forstwirtschaft in Deutsch-Ostafrika“ erfolgen.

Herr ZIMMERMANN sprach die Vermutung aus, daß die zum zweiten Teile des von Herrn KAISER besprochenen Bauxitbildungsprozesses nötigen Alkalikarbonate wohl erst unter besonderen klimatischen Verhältnissen sich reichlicher bilden können;

---

[1]) W. KOERT: Bemerkungen zu dem Aufsatz von F. WOHLTMANN im „Tropenpflanzer“ 1902 H. 12. „Die Aussichten des Kaffeebaus in den Usambarabergen“, Ber. über Land- u. Forstwirtschaft in Deutsch-Ostafrika. 1908 H. 6.

sie kämen wohl im allgemeinen in Deutschland nicht mehr in solcher Menge vor, daß die Bauxitbildung auch jetzt noch stattfinde. Dagegen seien jene Verhältnisse vielleicht im Tertiär vorhanden gewesen, und auf die Wirksamkeit solcher Karbonate sei vielleicht auch die bisher noch nicht erklärte reichliche Bildung jener Kieselsäure zurückzuführen, welche als Bindemittel der tertiären Knollensteine auftrete. Als Analoga dürften die Salzpfannengesteine der Kalahari gelten, die PASSARGE und KALKOWSKY kennen gelehrt hätten.

Gegenüber den Bemerkungen von Herrn ZIMMERMANN macht Herr KAISER darauf aufmerksam, daß schon M. BAUER bei dem Vergleiche von Laterit und Bauxit auf die klimatischen Verhältnisse zur Tertiärzeit hingewiesen habe. Aus Beobachtungen des Vortragenden läßt sich folgern, daß die Bauxitbildung schon zur Tertiärzeit begonnen hat. Weitere Beobachtungen aber deuten auch darauf, daß ein gleicher Umwandlungsvorgang noch in diluvialer Zeit erfolgt ist. Hierauf weist das Auftreten am Kuckstein bei Oberkassel hin, da sonst das leicht erodierbare Material am Steilabhang einer Rheinterrasse durch den Stoß des Flusses fortgeführt sein würde. Noch wichtiger ist das Auftreten von zersetzten Basaltgeschieben in den diluvialen Terrassen, worauf in der Diskussion nicht aufmerksam gemacht wurde.

Herr PHILIPPI fragt an, ob die Bezeichnung „Laterit" jetzt nur noch für die Aluminium-Hydroxyde verwendet würde und für die Aluminium-Silikate nicht mehr in Frage käme.

Herr WAHNSCHAFFE weist darauf hin, daß die Absorption, d. h. die Fähigkeit gewisser Bodenarten, in Lösung vorhandene Salze der Alkalien und alkalischen Erden zurückzuhalten, von den früheren Agrikulturchemikern einerseits auf chemische, anderseits auf physikalische Ursachen zurückgeführt worden sei. Neuere Versuche hätten jedoch mehr und mehr dazu geführt, hierbei einen chemischen Vorgang anzunehmen, der in der Bildung von wasserhaltigen Doppelsilikaten, sog. „zeolithartigen Mineralien", bestehen solle. Es sei jedoch bisher noch nicht gelungen, diese Zeolithe mikroskopisch nachzuweisen.

Herr ZIMMERMANN erwähnt, daß die Verfolgung der Tatsache, daß gerade die Kalisalze vom Boden bei der Düngung ganz besonders absorbiert werden, zu einer anderen praktischen Verwendung geführt hat: In dem ausgepreßten Zuckerrübensafte soll der Gehalt an organisch sauren Kalisalzen dahin wirken, daß ein Teil des Zuckers nicht auskrystallisiert, sondern in die weniger wertvolle Melasse geht; leitet man nun diesen Zuckersaft durch gewisse kleingekörnte tonige Gesteine (z. B. Porphyrtuff),

so steigt infolge Absorption des Kalis der Ertrag an Krystallzucker. Bemerkenswert ist die Schnelligkeit dieser Absorption: sie soll für jede Charge in weniger als einer Stunde beendet sein; und noch bemerkenswerter ist, daß ebensoschnell das Kali aus dem durch die erste Absorption zu weiterer Wirksamkeit unfähig gewordenen Gestein durch Kalklösung wieder ausgetrieben und so das Gestein zu neuer Verwendung regeneriert werden kann. Gegenwärtig macht erst eine unserer Zuckerfabriken mit diesem dem Herrn F. HARM in Breslau patentierten Verfahren Versuche im Großen; deren Ergebnis soll günstig sein, wenn auch die Methode im einzelnen noch weiterer Ausbildung fähig und bedürftig ist.

Herr **OTTO JAEKEL** legte vor und erläuterte **eine neue Darstellung von *Ichthyosaurus*.** (Hierzu 1 Textfig.)

Die Abbildungen von *Ichthyosaurus*, die uns in den Handbüchern begegnen, stammen größtenteils aus alter Zeit und zeigen gegenüber unserer heutigen Kenntnis dieser Formen auffallende Mängel sowohl in der Klarheit wie der Genauigkeit der Darstellung. Da wir nun von Ichthyosauriden nicht nur das Skelet in allen Teilen, sondern auch den äußeren Umriß kennen, so ist es wohl angezeigt, von diesem bekanntesten aller ausgestorbenen Wirbeltiere eine neue Darstellung zu versuchen.

Indem ich dieselbe in Form einer Rekonstruktion zeichnete, glaubte ich eine wesentlich klarere Vorstellung von dem Skeletbau geben zu können, als sie eine Abbildung der mehr oder weniger verdrückten Skelete im Zustand ihrer Fossilisation bieten kann, und erblickte auch darin einen Vorteil dieser Methode, daß dabei das Verhältnis des Skeletes zur äußeren Körperform klargestellt wird. Die geringe Größe der Abbildung und die Einfachheit der Reproduktionsmethode setzen ja leider der Genauigkeit enge Grenzen, immerhin hoffe ich noch bis in die Form der einzelnen Wirbelstücke die organischen Züge und ihre Differenzierungen zum Ausdruck gebracht zu haben. Über das Lageverhältnis der Skeletteile zu einander kann ja nach der großen Zahl vorliegender Skelete und Abbildungen kaum ein wesentlicher Zweifel obwalten.

Um aber zu einer Rekonstruktion des ganzen Skeletes zu gelangen, ist eine Kombination der Holzmadener Skelete und plastisch erhaltener Schädel aus dem englischen Lias unumgänglich. Die Nachteile einer solchen Kombination fallen wohl aber gegenüber dem didaktischen Nutzen eines Gesamtbildes hier deshalb wenig ins Gewicht, weil die Ichthyosaurier und besonders die hier benutzten des Lias einen so einheitlichen Typus repräsentieren

sentieren, daß wesentliche Fehler aus ihrer Kombination kaum zu erwarten sind.

Meiner Darstellung legte ich in erster Linie, d. h. für die Gesamtmaße und Zahlenverhältnisse der Teile, das Skelet von *Ichthyosaurus quadriscissus* zu grunde, welches das Museum für Naturkunde vor etwa zehn Jahren von Herrn Bernhard Hauff in Holzmaden erwarb, und welches außer dem wohlerhaltenen Skelet auch die Schwanzflosse, Teile der Rückenflosse und der Hautbedeckung der Paarflossen zeigt. Neben diesen und anderen mir von Herrn Geheimrat Branco freundlichst zur Untersuchung überlassenen Exemplaren des Berliner Museums für Naturkunde benutzte ich natürlich auch die diesbezüglichen Abbildungen von Eberhard Fraas[1]) und älteren Autoren.

Was nun zunächst die allgemeine Form von *Ichthyosaurus* anbetrifft, so dürfte sie der einer *Carcharias lamia* oder *Oxyrrhina glauca* unter den Haien am ähnlichsten gewesen sein, nur daß diese eine sehr kleine zweite Rückenflosse und eine ebenso kleine Analflosse besaßen, und bei ihnen das obere Schwanzsegel das kräftigere war. Sieht man von der horizontalen Schwanzbildung der Cetaceen ab, so würden unter den letzteren die Delphine den Ichthyosauriern in der Ausprägung der Spindelform zum Schwimmen und namentlich der Zuspitzung der Schnauze am ähnlichsten sein. Jedenfalls ließ sich mit der Anpassung des ganzen Skeletes an eine äußerst energische Schwimmleistung die Annahme mehrerer unregelmäßig geformter Rückenflossen, wie sie der ersten Rekonstruktion von E. Fraas zu grunde lag, nicht vereinbaren. Die eine jedenfalls ohne Beteiligung des Skeletes wie bei Cetaceen als Hautflosse entstandene Rückenflosse ist — an der höchsten Stelle des Rückens angebracht — auch bei den Selachiern der Ausdruck höchstgesteigerter Schwimmkraft. Dasselbe gilt von der Formung der Schwanzflosse, die bei den Reptilien aber in ganz origineller Weise zustande kommt und im Rahmen dieser Rekonstruktion eine besondere Betrachtung rechtfertigt, zumal darüber auch von zoologischer Seite eingehende Betrachtungen angestellt wurden, die wohl nur einem kleinen Teil der Paläontologen bekannt geworden sind.

---

[1]) Die Ichthyosaurier der süddeutschen Trias- und Jura-Ablagerungen. Tübingen 1891.
— Über einen neuen Fund von Ichthyosaurus in Württemberg. N. Jahrb. f. Min. 1892. 2, S. 87, f. 1 u. 2.
— Die Hautbedeckung von Ichthyosaurus. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. Württemberg 1894, S. 498. t. V.
— Ein neuer Fund von Ichthyosaurus mit Hautbedeckung. Földtani Közlöny. 28. Nov. 1897, S. 69.

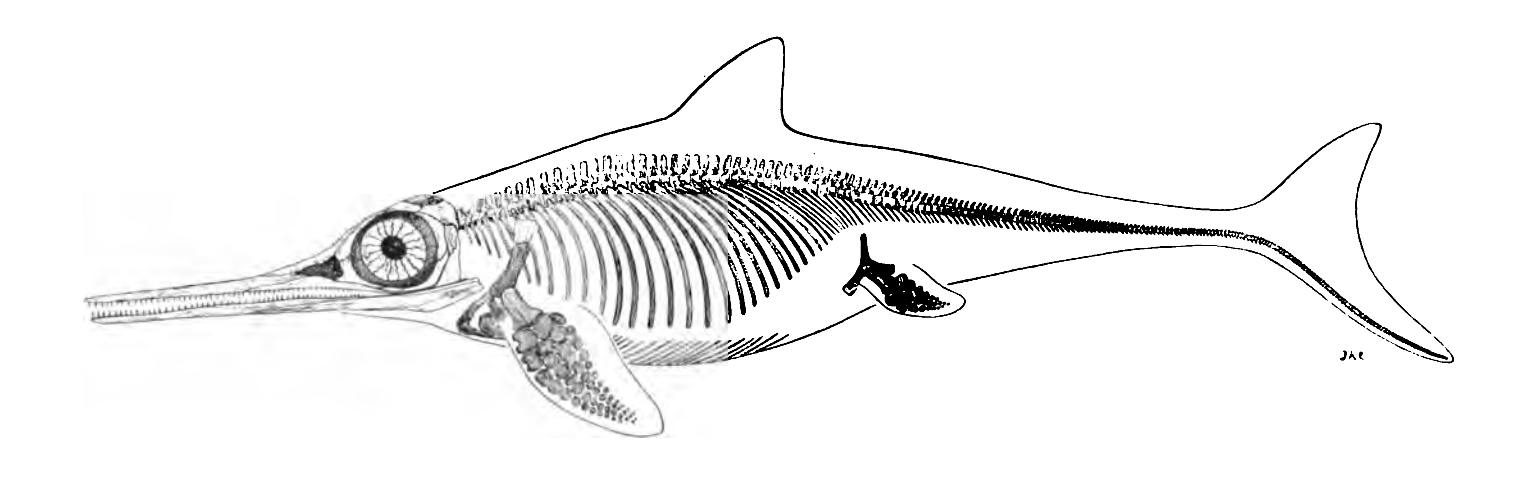
Die Tatsache, daß bei Ausbildung einer zweilappigen Schwanzflosse die Wirbelsäule nicht in den oberen Lappen trat, wie dies bei den Ganoiden und Selachiern lange bekannt war, sondern in den unteren Schwanzlappen einbog, erschien auf den ersten Blick sehr befremdlich. F. E. Schultze[1]) in Berlin stellte nun über die physiologische Ursache dieser merkwürdigen Bildung Betrachtungen an und kam zu dem Ergebnis, daß der schwächere, nicht vertikal gestützte Schwanzlappen dem anderen energischer gestützton in der Seitenbewegung nachfolge und dabei durch schräge Stellung einen Widerstand im Wasser erzeuge, der nach der kräftigeren Schwanzseite, also bei den Ganoiden und Selachiern nach oben, bei den Ichthyosauriern nach unten dränge. F. E. Schultze glaubte nun, daß sich diese Bewegungstendenz auf den ganzen Körper übertragen habe und also die Fische nach oben, die Ichthyosaurier nach unten drückte. Den Nutzen dieser Tendenz erblickte er darin, daß die lungenatmenden Ichthyosaurier leichter als Wasser waren und deshalb ihren Körper nach unten, die Fische umgekehrt ihren spezifisch schwereren Körper nach oben drücken mußten. Demgegenüber machte Ahlborn[1]) den meines Erachtens durchaus berechtigten Einwand, daß ein einfacher aufwärts oder abwärts gerichteter Vertikaldruck im Schwanz den Körper um seinen Schwerpunkt drehen und also dem Kopf die entgegengesetzte Bewegungsrichtung anweisen müßte. Hiernach wären also die Ichthyosaurier nach oben getrieben worden, was bei ihrer Leichtigkeit wohl kaum nötig gewesen wäre und erst durch andere Einrichtungen, wie die Stellung der Paarflossen, hätte kompensiert werden können. Unter diesen Umständen war eine unmittelbare physiologische Erklärung der epibatischen (Fisch-) und der hypobatischen (Saurier-) Flosse nicht gewonnen.

Ahlborn[2]) betrat nun einen anderen Erklärungsweg, indem er aus der Technik des Ruderns für die Fischform den Vorteil ableitete, das Hauptruder des Schwanzes immer im Wasser frei bewegen zu können, es also bei oberflächlich schwimmenden Formen nicht aus dem Wasser hinaus in die Luft und bei bodenbewohnenden Formen nicht auf den Boden zu schlagen, sondern es bei jeder Seitenbewegung sofort durch das schwächere Schwanzsegel in das eigentliche Fahrwasser hineindrücken zu lassen. Ahlborn konnte unter diesem Gesichtspunkt die gleiche Erklärung,

---

[1]) Sitz.-Ber. Kgl. preuß. Akad. Wiss., Berlin. 15. Nov. 1894, S. 1.

[2]) Über die Bedeutung der Heterocerkie und ähnlicher Schwanzformen schwimmender Wirbeltiere für die Ortsbewegung. Zeitschr. f. wissenschaftl. Zoologie 61 1. Leipzig 1895.



Rekonstruierte Seitenansicht von *Ichthyosaurus quadriscissus* aus dem oberen Lias von Württemberg.

die für die Reptilien galt. auch für die oberflächlich schwimmenden Flugfische mit stärkerem unteren Schwanzsegel anwenden.

Ich möchte diesem Gedankengange von Ahlborn ausdrücklich beipflichten und ihm auch in der Annahme folgen. daß die Bewegungsrichtung des ganzen Körpers nicht nur durch die wechselnde Stellung der Paarflossen. sondern auch z. B. bei den Ichthyosauriern durch die Abflachung des Schädeldaches mitbestimmt wird. also nicht als ein einfacher Einzelprozeß erklärt werden kann.

Es scheint mir aber neben den physiologischen auch noch ein morphologisches Moment hierbei in Betracht zu kommen. Es ist unleugbar, daß die Abweichungen, die die Fische von der epibatischen Flossenbildung zeigen (Flugfische, Siluriden) sich in sehr engen morphologischen Grenzen halten, und jedenfalls bei den Fischen die epibatische, bei den Sauriern die hypobatische Ausbildung des Schwanzes den Ausgangspunkt weiterer Differenzierungen bilden, die in beiden Fällen schließlich als Norm eine gleichförmige Ausbildung des unteren und oberen Schwanzflossenrandes resultieren lassen. Ähnliches ist auch von L. Dollo [1]) an der Entwicklung des Dipnoerschwanzes erläutert worden, der zuerst heterocerk war und dann sekundär amphicerk wurde. Daraus scheint mir hervorzugehen, daß die physiologisch zweckmäßigste Ausbildung des Schwimmschwanzes, von nebensächlichen Spezialisierungen abgesehen, weder epibatisch noch hypobatisch, sondern „isocerk" ist, daß also wohl atavistische Hindernisse vorhanden waren, die erst überwunden werden mußten, bis die zweckmäßigste Propulsivform des Schwanzes hier wie da resultierte.

Diese atavistisch ererbte Anlage der Schwanzform scheint mir nun bei den Fischen und bei den Sauriern diametral verschieden gewesen zu sein und dadurch bestimmend für deren epi- und hypobatische Ausbildung geworden zu sein.

Die ältesten Fische, die wir kennen, sind zweifellos schlechte Schwimmer gewesen. Indem sie aber ontogenetisch an die Kiemenatmung niederer Vorfahren anknüpften und deshalb im Wasser als solchem sofort wieder heimisch waren, konnten sie das Meer bezw. das Wasser vom Boden aus erobern. Die Reptilien, die in sehr viel späterer Zeit ins Wasser zurückgingen, nachdem sie bereits ausgesprochene Landtiere mit abwärts gekrümmtem Schwanz geworden waren, sind zweifellos von oben her in das Wasser gegangen. Während nun bei den bodenbewohnenden Fischen die oben genannten Faktoren eine Aufbiegung des

[1]) Louis Dollo: Sur la phylogenie des dipneustes. Bull. Soc. Belge de Géol. etc. 9 S. 79. Brüssel 1895.

Schwanzes nötig machten, bewirkte dasselbe Moment bei den pelagischen Sauriern umgekehrt eine direkte Ausnützung der vorhandenen Abwärtskrümmung und damit die Entstehung eines oberen Flossensegels.

Übrigens scheint mir für die Ausgestaltung aller Schwanzenden zur Schwanzflosse der Umstand maßgebend zu sein, daß der Hauptdruck eines seitlich komprimierten Schwanzes wegen dessen aktiver Muskulierung und passiver Beweglichkeit in einiger Entfernung vom Schwanzende erfolgen muß, und deshalb entweder wie bei den Coelacanthinen oben und unten vor dem Schwanzende (der Pinselflosse) ein Schwanzsegel entsteht, oder daß nur oben (Schwimmreptilien) oder unten (ältere Fischtypen) ein Segel zur Ausbildung gelangt. Demgemäß wird auch bei den älteren Ichthyosauriern das dorsale Schwanzsegel noch kleiner gewesen sein, etwa so wie wir das durch die Darstellungen von Eb. Fraas bei den Thalattosuchiern kennen gelernt haben.[1])

Bei dem im Münchener paläontologischen Museum befindlichen Ichthyosauriden-Schwanz von Solenhofen ist das dorsale Segel dem vertebral gestützten Ventralsegel ungefähr gleich, der Schwanz also nahezu isocerk. Zwischen diesem höchsten Stadium der Schwanzausbildung und dem für die älteren triadischen Mixosauriden vorausgesetzten Stadium werden die liasischen Ichthyosaurier etwa die Mitte gehalten haben. Das versuchte ich durch den Umriß des Schwanzes entsprechend den bisher bekannt gewordenen Funden von Holzmaden zum Ausdruck zu bringen.

Der Größenunterschied der Schulter- und Beckenflosse ist sehr beträchtlich, indem die vorderen Paarflossen die hinteren bei den liasischen Ichthyosauriern um mehr als die Hälfte, bei den oberjurassischen um das Dreifache überragen. Auch darin prägt sich die Anpassung an die Schwimmleistung aus, denn bei den Fischen ist nur das vordere Flossenpaar beim Schwimmen von wesentlicher Bedeutung; die hinteren Extremitäten sind nicht nur meist sehr viel kleiner als die vorderen, sondern können auch ganz verschwinden oder sich weit von ihrem normalen Platze entfernen. Es ist das beiläufig bemerkt einer der Gründe, weshalb ich den Typus der Wirbeltierorganisation nicht von dem Fischtypus ableiten möchte, weil bei dessen Funktion zu der Entstehung der zwei Extremitätenpaare des Wirbeltierkörpers keine Veranlassung vorlag.[2]) Wie wenig die hinteren Flossen auch für marin lebende

---

[1]) Eb. Fraas: Die Meer-Crocodilier *(Thalattosuchia)* des oberen Jura. Paläontographica 49. 1902. S.-A. S. 60.

[2]) O. Jaekel: Über die Stammform der Wirbeltiere. Sitz.-Ber. Ges. naturforsch. Freunde. Berlin 1896. S. 109.

Tetrapoden als hintere Flossen notwendig sind, lehren die Wale und auch die Seehunde, bei denen sie zur Bildung einer Schwanzflosse zusammengelegt sind. Es würde mir auch nicht auffällig erscheinen, wenn sich fände, daß die jüngsten Ichthyosaurier der Kreide wie die Wale ihre Beckenflossen ganz obliterieren ließen.

Der Schwanz ist das Hauptbewegungs- und Steuerorgan guter Schwimmer, die große dorsale Mittelflosse die Richtungsflosse beim geraden, und die beiden Brustflossen die Richtungsflossen bei wechselnden Schwimmbewegungen eines derartig vollendeten Schwimmkörpers. Der Übergang unserer Dampfschiffe von dem zweiseitigen Radsystem zu dem des terminalen Propellers veranschaulicht auch hier die Bedeutung, die das Schwanzende bei schneller Bewegung gegenüber den paarigen Brustflossen gewinnt. Die Zuspitzung des Kopfes, die bei den Ichthyosauriern fast ausschließlich durch die Verlängerung der Praemaxillen bewirkt wird, ist eine mehr passive Reaktion des Körpers auf den Wasserdruck bei schneller Bewegung und daher auch in seinen verschiedenen Ausbildungsformen bei Ichthyosauriern ein äußeres Kennzeichen ihrer Schwimmfähigkeit und berechtigt zu weiteren Schlüssen auch über den Grad correlativer Ausbildung der oben besprochenen Organe. Daß dabei auch die schnelle Erfassung der Nahrung in Betracht zu ziehen ist, hat schon E. Fraas betont, aber ich glaube, daß schon ein Vergleich mit den Fischen lehrt, daß diesem letzteren Moment nur eine sekundäre Bedeutung als Ausnutzung eines gebotenen Vorteils zukommt.

Die besondere Form der Brustflosse unterlag einerseits einer orthogenetischen und endemischen Anpassung an das Wasserleben im Allgemeinen, insofern sich die proximalen Armteile von den Mixosauriern der Trias aus bis zu den Formen der Kreide allmählich verkürzten, die distalen aber verbreiterten und durch Hyperphalangie vermehrten. Ich stimme auch in dem Punkte mit Eb. Fraas überein, daß man der verschiedenen Länge der Schnauze keinen besonderen systematischen Wert beimessen darf; dagegen würde ich andererseits die Spezialisierung der Paarflossen in Breit- und Schmalflosser durch Aufstellung besonderer Gattungstypen etwa unter den Namen *Eurypterygius* und *Stenopterygius* systematisch schärfer betonen, da es sich allem Anschein nach hier phylogenetisch um getrennte Formenreihen handelt. Auch für den *Ichthyosaurus longirostris* würde ich vorschlagen, eine besondere Gattung aufzustellen, die sich von den übrigen Ichthyosauriern ebenso unterscheiden würde wie *Aspidorhynchus* von *Belonostomus* unter den Lepidosteiden.

Im Schultergürtel nehme ich die Existenz eines Suprascapulare [1]) an, da das obere Ende des Scapulare so ausgebildet ist,

daß der einstige Ansatz eines oberen Stückes, wenn auch in knorpliger Persistenz, wahrscheinlich ist. In der gesamten Ausbildung des Schulterapparates stehen die Ichthyosaurier den Nothosauriern, Mesosauriern und Plesiosauriern nahe, insofern sich bei allen diesen guten Schwimmern der Schultergürtel durch mediane Vereinigung und Vergrößerung der ventralen Elemente wesentlich auf der Brustfläche spezialisiert hat. Indem sich vorn der claviculare und hinten ein coracoidaler Bogen zwischen den beiderseitigen Schultergelenken ausspannen, wird der Zug der Brustflossen auf der Brustfläche in ähnlicher Weise ausgeglichen wie bei den Flugsauriern und Vögeln, bei denen die Verknöcherung des Sternums den Coracoiden als Stützpunkt zu Hilfe kommt.

In der Loslösung des sehr reduzierten, aber immerhin noch dreistrahligen (Ilium, Ischium, Pubis) Beckens von der Wirbelsäule dokumentieren die Ichthyosaurier eine wesentlich stärkere Anpassung an das Schwimmleben als die oben genannten Sauropterygier und lehren uns zugleich, wie sich derselbe Reductionsprozeß bei den Cetaceen vollzogen haben mag. Wenn man bedenkt, daß die Coccosteiden noch ein vertikal stark entwickeltes, ventral nach vorn und hinten ausgebreitetes Beckenskelet besaßen, so möchte man meinen, daß auch die sonstige Reduktion des Beckenskeletes bei den Fischen durch diese Analogie der Ichthyosaurier eine weitere Aufklärung erführe. Es wäre sehr interessant zu erfahren, ob ältere Mixosaurier der Trias noch ein sacral aufgehängtes Becken besaßen. Eb. Fraas gibt übrigens an, daß die Ichthyosaurier des oberen Lias nur noch zwei Beckenelemente jederseits besaßen, ich kann dem aber nicht beipflichten, da ich an verschiedenen Exemplaren des Berliner Museums je 3 Elemente, schmale nach oben gerichtetete Ilia, proximal und distal verbreiterte Ossa pubis und rückwärts gewandte, mehr ovale Ischia beobachtet habe. Ich habe diese Teile deshalb auch in normaler Zahl und Lage dargestellt.

In der Darstellung des Schädels habe ich die einzelnen Elemente schärfer, als dies bisher geschah, gesondert. Auf die langen Praemaxillen folgen rückwärts am Kieferrand die schmalen Maxillaria. Über den dreieckigen Nasenlöchern treten die Nasalia seitlich etwas vor; an diesen Fortsatz mag sich wohl eine Hautklappe zum Verschluß der Nasen angesetzt haben. Die schmale Brücke zwischen dem Nasenloch und der Augenhöhle wird gebildet durch die Praefrontalia und Lacrymalia; ich bemerke dabei, daß mir vergleichende Studien über den Schädelbau der Säugetiere und Reptilien wahrscheinlich machen, daß das sogenannte Praefrontale der Reptilien dem Lacrymale der Säuge-

tiere entspricht, wie es durch die Untersuchungen von JOH KOBER[1]) charakterisiert worden ist. Über den großen Orbita liegen median die Frontalia, die an ihrer hinteren Grenze zusammen mit den Parietalia das große Scheitelloch umschließen. Eine dorsale Ansicht dieser Teile habe ich kürzlich an anderer Stelle gegeben[2]). Rückwärts im Oberrand der Orbita liegen die Postorbitalia, an ihrem Hinterrand die schmalen Postorbitalia, an die sich unten die Jugalia anschließen, die den Unterrand der Augenhöhle bilden. Von besonderer Wichtigkeit für die systematische Stellung der Ichthyosaurier ist die Ausbildung ihrer Schläfenregion. Die obere Schläfengrube, die hier in der Seitenansicht nur angedeutet werden konnte, wird ganz normal medial von den Parietalien, vorn und seitlich von den Postfrontalien und rückwärts von den Squamosa umgeben. In unserer Seitenansicht bilden die Squamosa die Ecke hinter der oberen Schläfengrube. Nach unten schließt sich rückwärts — die seitliche Schädelecke bildend — das Quadratojugale an, das sich am Kieferrand vorn mit dem Jugale verbindet. Zwischen diesem Quadratojugale, das am Unterkiefergelenke liegt, dem Squamosum, dem Postorbitale und dem Jugale liegt nun ein relativ breit ausgedehnter Knochen, das Supratemporale, welches keinerlei untere Schläfengrube frei läßt und durch die Ausdehnung der Augenhöhlen durchaus nicht zusammengedrängt ist. Ich kann deshalb diese Art der Skeletierung der Schläfenregion nur als einfachen Jochbogen bezeichnen und der Ansicht von OSBORN[3]) nicht beitreten, daß die Ichthyosaurier modifizierte Diapsidier seien. Ihrem Schädel nach sind die Ichthyosaurier meines Erachtens synapsid im Sinne OSBORNS, und ich möchte glauben, daß auch die sonstigen Verhältnisse ihres Skeletbaues, wie z. B. die geschlossene Skeletierung des Unterkiefers, der Bau ihres Schultergürtels und ihrer Wirbel, uns sehr wohl gestattet, die Ichthyosaurier mit den Nothosauriern und Plesiosauriern in einem Formenkreis zu belassen.

An der Debatte beteiligten sich die Herren SOLGER und BERG.

Hierauf wurde die Sitzung geschlossen.

v.	w.	o.
BRANCO.	JAEKEL.	ZIMMERMANN.

---

[1]) Vergleichend anatomische Beiträge zur Geschichte des Tränenbeines. Stuttgart. (E. KOCH) 1879.

[2]) Über die Epiphyse und Hypophyse. Sitz.-Ber. Ges. naturforsch. Freunde Berlin 1903. S. 34. Fig. 4.

[3]) The Subclasses Diapsida and Synapsida and the early history of the Diaptosauria. Mem. Amer. Mus. Nat. Hist. 1. No. 8. New York 1903.

4. Protokoll der April-Sitzung.

Verhandelt Berlin, den 6. April 1904.

Vorsitzender: Herr Dathe.

Das Protokoll der März-Sitzung wurde verlesen und genehmigt.

Der Gesellschaft sind als Mitglieder beigetreten:

Herr Dr. Hess von Wichdorff, Berlin, Kgl. Preuß. Geologische Landesanstalt,
vorgeschlagen durch die Herren Zirkel, Dathe und Zimmermann;

Herr N. H. Darton, Washington, D. C., U. S. Geological Survey,
vorgeschlagen durch die Herren Fraas, Branco und Zimmermann.

Der Vorsitzende teilte mit, daß vom 14.—19. August d. J. in Bern der VI. internationale Zoologenkongreß stattfindet und daß dazu ein Einladungsschreiben an die Gesellschaft eingegangen ist.

Alsdann wurden vom Vorsitzenden außer den im Austausch eingegangenen Zeitschriften nachstehende, von den Autoren als Geschenk für die Bibliothek der Gesellschaft eingesandte Bücher und Schriften vorgelegt und besprochen:

R. Bärtling: Die Molasse und das Glacialgebiet des Hohenpeißenberges und seiner Umgebung. S.-A. a. d. Geognost. Jahreshefte München.

F. Chlapowski: O znachodzeniu kilku gatunków względnic odmian słonia w nizu potnocnoniemieckim i polskim. Osbitka z Rocznika Towarzystwa Przyjaciól Nauk Poznánskiego. Rocznik. 30. 1903.

E. Kaiser: Die geologisch-mineralogische Literatur des Rheinischen Schiefergebirges und der angrenzenden Gebiete für die Jahre 1887—1900. 1. Teil: Chronologisches Verzeichnis. 2. Teil: Sachregister, Kartenverzeichnis, Ortsregister. Nachträge. S.-A. a. d. Verhandl. naturhist. Ver. d. preuß. Rheinlande, Westfalens u. d. Reg.-Bez. Osnabrück. 59. 1902 u. 60. 1903.

CHR. TARNUZZER: Geologische Verhältnisse des Albulatunnels. Mit einem geologischen Längenprofil 1 : 10 000 und einem Bahnprofil. S.-A. a. d. 46. Jahresber. d. Naturf. Ges. Graubündens.
F. WAHNSCHAFFE: Neuere Theorien über Gebirgsbildung. S.-A. a. d. Programm d. k. Bergakademie Berlin für das Studienjahr 1903—1904.

Herr P. KRUSCH sprach über: **Die Zusammensetzung der westfälischen Spaltenwässer und ihre Beziehungen zur recenten Schwerspatbildung.**

Da ich mit einer ausführlichen Arbeit über denselben Gegenstand für das Jahrbuch der Königlichen Preuß. Geologischen Landesanstalt und Bergakademie beschäftigt bin, begnüge ich mich hier mit einem kurzen Referat.

I. In einem Vortrag, den ich vor zwei Jahren in der Deutschen Geologischen Gesellschaft hielt (s. Diese Zeitschr. S. *189*), behandelte ich die Ausfüllung der Querverwerfungen des produktiven Carbons Westfalens und ihrer südlichen bis ins Devon nachweisbaren Fortsetzungen. Der Inhalt des Vortrages war kurz folgender: Es ist seit langem bekannt, daß eine Reihe der westfälischen Querverwerfungen im Devon als Erzgänge entwickelt sind, die Bleiglanz und Zinkblende neben vorzugsweise Quarz als Gangart führen. Eine auffallende Erscheinung ist deshalb, daß dieselben Spalten im Carbon viel Schwerspat und untergeordneter Erz und Quarz enthalten.

Diese frühere reichliche Schwerspatbildung führt unwillkürlich hinüber zu den verhältnismäßig wenigen Stellen, wo wir noch heut die Entstehung dieses Minerals beobachten können, d. i. z. B. auf dem Kgl. Steinkohlenbergwerk ver. Gladbeck und den Zechen Graf Moltke und König Ludwig. Namentlich auf der erstgenannten Zeche ist der vom Bergmann höchst ungern gesehene Absatz so reichlich, daß in kurzer Zeit einzelne Wasserlutten u. s. w. vollständig mit Schwerspat ausgefüllt werden.

Schon in dem ersten Vortrag wies ich darauf hin, daß die Stellen der recenten Schwerspatbildung nicht regellos über das ganze Steinkohlenbecken verteilt sind, sondern im oder in der Nähe des unterirdischen Verbreitungsgebietes des Buntsandsteins und des Zechsteins liegen.

II. In den letzten zwei Sommern hatte ich Gelegenheit, sowohl selbst umfassende Untersuchungen von Spaltenwässern vornehmen zu lassen als auch die Resultate der Zechen zu sammeln, die mir von vielen Direktionen in liebenswürdigster Weise zur Verfügung gestellt wurden.

Nach Ausscheidung vieler, aus den mannigfachsten Gründen unbrauchbarer Analysen zeigte eine Zusammenstellung der übrigen,

daß die Spaltenwässer Westfalens ihrer Zusammensetzung nach in von einander verhältnismäßig scharf getrennte Gruppen zusammengefaßt werden können und zwar vorzugsweise durch das Auftreten bestimmter Säuren; die Basen sind überall mehr oder weniger gleich bis auf das Baryum, welches eine besondere Rolle spielt und nur ganz vereinzelt auftritt. Aus diesem Grunde eignet sich neben den Säuren auch das Baryum zur Einteilung.

Die charakteristischen Merkmale der einzelnen Gruppen sind

1) H_2SO_4 und H Cl
2) CO_2 gebunden, H_2SO_4 und H Cl
3) H Cl und Ba
4) H Cl in sehr geringer Menge mit nur ganz wenig Basen.
5) Soolquellen oft mit viel freier CO_2.

Die Analysen von Bachwässern stimmen mit denjenigen der Gruppen 1, 2 und 4 überein, eine Erscheinung, die ganz natürlich ist, da wir es in den meisten Fällen da, wo das Prod. Carbon die Oberfläche bildet, mit Spaltenquellen zu tun haben.

Der Vollständigkeit halber soll hier noch erwähnt werden, daß in einem beschränkten Gebiete im nördlichen Teile des westfälischen Steinkohlenbeckens Spalten im Kreidemergel nicht mit Wasser, sondern mit gasförmigen Kohlenwasserstoffen angefüllt sind, die bei einzelnen Tiefbohrungen zu Explosionen geführt haben.

Was nun die Häufigkeit der Spaltenwässer von der angegebenen Zusammensetzung, abgesehen von den Soolquellen und von 4, auf die ich hier nicht näher eingehen will, anbelangt, so sind diejenigen der Gruppe 2 am verbreitetsten ($^5/_9$ aller Analysen); ungefähr $^1/_3$ aller Analysen fallen unter Gruppe 1 und nur $^1/_9$ unter Gruppe 3. Die Zahl der erbohrten Soolquellen konnte ich nicht genau feststellen, da mir nur zum geringen Teil das Material zur Verfügung stand.

Abgesehen von den Soolquellen und von den Baryum haltigen Wassern, sind die Quellen der übrigen Gruppen regellos über das westfälische Steinkohlengebirge verteilt.

Besonders interessant ist die Bestätigung der Tatsache, daß der Baryumgehalt so gut wie beschränkt auf das Gebiet ist, in welchem sich zwischen die Kreidedecke und das Prod. Carbon Buntsandstein und Zechstein einschieben.

III. Auf dem Kgl. Steinkohlenbergwerk ver. Gladbeck hatte ich im letzten Sommer infolge eines amtlichen Auftrages Gelegenheit, die Herkunft der Schwerspat absetzenden Wässer genauer zu untersuchen, eine Aufgabe, in der ich von Herrn

Bergwerksdirektor Jonow in der liebenswürdigsten und weitgehendsten Weise unterstützt wurde.

Der Schwerspatabsatz von Gladbeck enthält fast 95 Proz. Ba SO_4 mit etwas Sr SO_4 und wenig Ca CO_3.

Das Profil der Gladbecker Schächte zeigt — soweit es uns interessiert — die hellen und dunkeln Mergel und den liegenden Grünsand der Oberen Kreide über den Sandsteinen und Letten des Buntsandsteins, welcher vom Zechsteinkalk, der dem Kupferschiefer entsprechenden, bituminösen Mergelschicht, und dem Zechsteinkonglomerat unterlagert wird.

Beiläufig soll hier erwähnt werden, daß die beiden untersten Glieder nach den Untersuchungen im Laboratorium der Kgl. Geol. Landesanstalt und Bergakademie jedes Kupfergehaltes entbehren. Es liegt also hier die englische Ausbildung des Unteren Zechsteins vor.

Da ich die Vermutung hatte, daß wir es mit zwei verschieden zusammengesetzten Spaltenwässern zu tun haben, hatte die Grubenverwaltung die Liebenswürdigkeit, auf meinen Vorschlag alle 3—5 m Proben von Spaltenwässern unmittelbar aus den Schachtstössen abzufangen und dieselben auf Baryum, bezw. Schwefelsäure untersuchen zu lassen. Das Ergebnis war ein hochinteressantes. Es ergab sich, daß die Wässer im Buntsandstein das Baryum führen, während die Schwefelsäure, die im allgemeinen in allen Schichten des Gebietes in Spalten vorkommt, hauptsächlich den Gesteinen im Liegenden des Buntsandsteins entstammt.

Erst nach der Vereinigung der beiden verschieden zusammengesetzten Spaltenwässer treten Baryum und Schwerspat zusammen, und erst dann ist die Möglichkeit zur Schwerspatbildung vorhanden.

Die enge Beziehung zwischen Baryum und Buntsandstein haben wir auch an andern Stellen Deutschlands, ich erinnere z. B. an die Schwerspatgänge im Zechstein und Buntsandstein Thüringens, am Harzrande u. s. w.

Inbezug auf die Form, in welcher das Baryum im Buntsandstein auftreten kann, ist nach meiner Meinung an zweierlei zu denken, nämlich einmal an den Baryumgehalt von Feldspäten, die im Buntsandstein enthalten sein können, oder an Baryumcarbonat, welches als Bestandteil anderer Carbonate im Sandstein auftreten kann.

IV. Wenn man die Mengen, in denen die einzelnen Metalle in den Spaltenwässern vorhanden sind, in Betracht zieht, so steht zweifellos Baryum an letzter Stelle; trotzdem spielt es bei den recenten Absätzen die größte Rolle. Die Ursache ist in der

schweren Löslichkeit des Schwerspats zu suchen, der leicht ausfällt, sobald beide Bestandteile zusammentreffen, und, einmal abgesetzt, nur sehr selten wieder in Lösung geht. Wir haben also hier wieder einen Beweis für die Beobachtung, daß die Häufigkeit im Auftreten der aus wässeriger Lösung entstandenen Minerale nicht proportional der Menge der in der Minerallösung enthaltenen Bestandteile ist, sondern abhängt von dem Grade der Unlöslichkeit der chemischen Verbindung, die sie darstellen.

In der Einleitung wurde gezeigt, daß der Schwerspat auf den westfälischen Querverwerfungen häufig ist und weit nach Süden reicht (z. B. Zeche Gottessegen bei Löttringhausen). Im Gegensatz hierzu haben wir den recenten Schwerspat lediglich im und in der Nähe des heutigen Buntsandsteingebietes ja bei Gladbeck direkt gebunden an diese Formation. Hier liegt der Schluß nahe, daß früher zur Zeit als sich der Schwerspat auf den Querverwerfungen bildete, die Buntsandsteindecke weiter nach Süden reichte.

Einer Erklärung bedarf außerdem die oben ausgeführte Verschiedenheit der Spaltenausfüllung im Devon (Quarz und Erz) im Gegensatz zu derjenigen im Carbon (Schwerspat und untergeordnet Quarz und Erz).

Da die Teile der Spalten, die als Erzgänge im Devon ausgebildet sind, naturgemäß ursprünglich tiefere Niveaus darstellen als die im Carbon befindlichen Spaltenausfüllungen, liegt zunächt die Annahme von primären Teufenunterschieden nahe. In großer Tiefe bei hohem Druck schied Quarz aus der Lösung, während vielleicht die komprimierte Kohlensäure Baryum als Bicarbonat in Lösung erhielt; Baryum konnte dann erst in höheren Niveaus zur Ausscheidung kommen.

Es ist aber auch die Möglichkeit vorhanden, daß im Laufe der geologischen Zeiträume eine Änderung in der Zusammensetzung der Spaltenwässer eintrat und zwar derart, daß die heute Erzgänge im Devon darstellenden Teile der ausgefüllten Spalten schon vor der Zufuhr des Baryums gebildet wurden (vielleicht im Spätcarbon), während das Baryum frühestens zur Buntsandsteinzeit in die Spaltenwasser gelangte.

Im Anschluß hieran erhebt sich eine Debatte zwischen den Herren BEYSCHLAG, ZIMMERMANN und dem Vortragenden über das Alter der Querverwerfungen rechts und links von der niederrheinischen Bucht.

Herr ZIMMERMANN wies ferner darauf hin, daß auch in Ostthüringen nur im Zechstein und ganz nahe südlich von seinen

Ausstreichen, also nahe der Buntsandsteinformation, Schwerspatgänge aufsetzen, daß aber weiter entfernt davon die Gänge im Schiefergebirge fast durchgängig davon frei sind und dafür Quarzfüllung besitzen.

Herr BEYSCHLAG hob die gleiche Analogie vom Harz hervor und erwähnte, daß das Vorhandensein von Baryum, wenn auch nur spurenhaft, an Bohrkernen aus thüringischem Buntsandstein im Laboratorium der Kgl. Geol. Landesanstalt und Bergakademie nachgewiesen ist.

Herr PAUL GUSTAF KRAUSE sprach über **neue Funde von Menschen bearbeiteter bezw. benutzter Gegenstände aus interglacialen Schichten von Eberswalde.** (Hierzu 1 Textfigur.)

Im Jahre 1892 (bezw. 1893) veröffentlichte Vortragender bereits eine Mitteilung über derartige Funde.[1]) Es waren die ersten, die überhaupt aus dem norddeutschen, glacialen Diluvium bekannt waren. Sie stammten ebenfalls aus der Eberswalder Gegend. Die drei damaligen Beleg-Stücke wurden bei dieser Gelegenheit mit den neuen der Gesellschaft vorgelegt.

Jener ältere Aufsatz schloß mit dem Wunsche, daß die gemachten Mitteilungen dazu dienen möchten, die Aufmerksamkeit der Forscher und Sammler in erhöhtem Maße auf Funde dieser Art zu lenken.

Anfänglich schien es, als ob diese Gegenstände vereinzelt bleiben sollten. Erst im Jahre 1896 beschrieb dann W. DAMES[2]) ein Schulterblatt eines Pferdes aus dem Interglacial von Berlin, das Spuren der Bearbeitung zeigen sollte. DAMES focht in diesem Aufsatze die interglaciale Natur der Ablagerungen, aus denen meine Funde stammten, an. Daß übrigens hier bei Halensee wohl ganz analoge stratigraphische Verhältnisse herrschten wie im Eberswalder Talzuge kam mir wohl damals schon in den Sinn. Ich hatte aber noch nicht die nötige Übersicht über diese Lagerungsverhältnisse, um in meiner Entgegnung[3]) auch auf diesen Punkt eingehen zu können. Nachdem ich in der Zwischenzeit genugsam Gelegenheit gehabt habe, einschlägige Beobachtungen zu machen,

---

[1]) P. G. KRAUSE: Über Spuren menschlicher Tätigkeit aus interglacialen Ablagerungen in der Gegend von Eberswalde. Archiv f. Anthropologie 22. S. 49—55 mit 3 Textfig.

[2]) Über eine von Menschenhand bearbeitete Pferdeskapula aus dem Interglacial von Berlin. N. Jahrb. f. Min. 1896 1. S. 224—227 mit 2 Textfig.

[3]) P. G. KRAUSE: Zur Frage nach dem Alter der Eberswalder Kieslager. N. Jahrb. f. Min. 1897 1. S. 192—198.

stehe ich nicht an, jene Behauptung zu vertreten. Darüber, daß die dort angegebenen Reste von Oberem Geschiebemergel nicht als solche aufzufassen sind, ist wohl heutzutage ebensowenig jemand im Zweifel, wie darüber, daß dort die oberflächlichen Schichten nicht aus sog. Unterem Sand, sondern aus jungdiluvialem Sand (Terrassensand) bestehen. In meiner Entgegnung habe ich sodann den Nachweis zu führen versucht, daß die Damesschen Einwände hinfällig sind. Hinsichtlich des einen der drei damals erwähnten Punkte[1]), an denen eine Überlagerung der Schichten durch Oberen Geschiebemergel zu beobachten war, möchte ich hier bei dieser Gelegenheit berichtigend bemerken, daß der im Wegeplanum der „Neuen Promenade“ hinter dem „Landhause“ angefahrene Geschiebemergel, wie nachträglich bessere Aufschlüsse erkennen ließen, gegen die Sande und Kiese abstößt. Diese Erscheinung, daß bisweilen inselartig aufragende Geschiebemergelpartieen mit senkrechten oder auch wohl etwas überhängenden Grenzflächen gegen Sande oder andere Bildungen abstoßen, ließ daher solange die andere Deutung zu, bis die Vergrößerung und Tieferlegung des Aufschlusses die richtige Auffassung der Lagerungsverhältnisse ermöglichte. Dieser eine Punkt schiede also aus meiner damaligen Beweisführung aus.

Dem von Dames beschriebenen Berliner Funde reihten sich dann im Jahre 1897 zwei weitere Fundstücke an, die G. Maas[2]) aus der großen Kiesgrube am Schilling bei Posen veröffentlichte.

Trotzdem nun aus verschiedenen Gegenden derartige Spuren menschlicher Tätigkeit aus dem Diluvium Norddeutschlands bekannt geworden waren, blieb im allgemeinen die Aufnahme dieser Funde in der wissenschaftlichen Welt recht kühl. Selbst Hoernes sucht sie noch in seinem neuen Buche „Über den diluvialen Menschen in Europa“ (Braunschweig 1903, S. 7, Anm. 2) als „viel zu geringe, zu isolierte und vor allem zu unsichere Spuren“ abzuweisen.

Einen neuen erfreulichen Aufschwung nahm dann unsere Kenntnis und Erkenntnis von diesen Dingen, als, angeregt durch die Untersuchungen französischer, englischer und belgischer Forscher (vor allem durch A. Rutot), A. Klaatsch und Hahne[3]) an verschiedenen Punkten Norddeutschlands (Rüdersdorf, Britz bei Berlin, Magdeburg) eine ganze Anzahl Feuerstein-Eolithen auffanden und beschrieben.

---

[1]) a. a. O. S. 195.

[2]) Über zwei anscheinend bearbeitete Gesteinsstücke aus dem Diluvium. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. für 1897. Berlin 1898. S. 32—35. 2 Textfig.

[3]) Zeitschrift für Ethnologie 1903.

Endlich hat dann noch O. JAEKEL[1]) solche von Freyenstein in der Mark bekannt gemacht. Leider sind aber hier die geologischen Verhältnisse noch nicht klar gestellt, so daß über das Alter dieser vorläufig nichts Sicheres feststeht.

Seit meiner ersten Entdeckung jener Spuren menschlicher Tätigkeit im Diluvium habe ich diese Frage nicht wieder aus dem Auge verloren, aber mein Augenmerk richtete sich beim Sammeln doch immer auf die lamellenartigen Stücke (éclats der Franzosen) mit Schlagmarken. Erst als ich durch den verstorbenen Prof. BEUSHAUSEN, der sich gelegentlich eines Aufenthaltes in Brüssel auch mit diesen Dingen vertraut gemacht hatte, auf die zahlreichen, diesem Gegenstande gewidmeten Arbeiten RUTOTS aufmerksam gemacht wurde, achtete ich nun auch auf die mit Schartungen (retouches) versehenen Stücke. So hatte ich denn schon früher eine Anzahl solcher Feuersteine gesammelt, vor allem aber in den letzten Wochen, durch die Ausstellung von Dr. HAHNE in dem Museum für Völkerkunde veranlaßt, neue Aufsammlungen vorgenommen, die zu dem Ergebnis führten, daß ich Ihnen eine ganze Anzahl solcher retouchierten Stücke vorlegen kann.

Bevor ich aber auf diese Stücke selbst eingehe, möchte ich noch erst über die beiden Fundpunkte einiges vorausschicken. Es kommt mir bei diesen Mitteilungen in erster Linie natürlich auf die geologischen Verhältnisse und deren Klarstellung an.

Der eine Fundort ist die in meiner früheren Veröffentlichung bereits nach dieser Hinsicht geschilderte große Kiesgrube am Bahnhof Eberswalde. Hier hat man neuerdings, nachdem alle übrigen Kieslager ausgebeutet sind, westlich des Weges, der an der Südseite des Grundstückes der Eisenbahnhauptwerkstatt entlang zum Zainhammer führt, den Abbau eines neuen kleinen Kieslagers in Angriff genommen. Hier liegt der Kies mit Schrägschichtung unter einer Decke von etwa 2—3 m geschiebefreien Talsandes. Aus den unveränderten Wänden dieses Kieslagers habe ich die in Rede stehenden Eolithe herausgezogen. Nur zwei der Stücke waren aus der Kieswand herausgerollt und lagen frei auf dem Hange. Sie stammen aber auch zweifellos aus dieser Wand, denn der darüberliegende Talsand ist geschiebefrei und ohne Kalkgehalt. Diese beiden Stücke haben aber die bezeichnende Kalkkruste an sich, wie sie für Gerölle in dem ja sehr kalkreichen Kies häufig ist.

Könnte man an diesem Punkte den Einwand erheben, daß hier an Ort und Stelle kein Geschiebemergel die Fundstelle über-

[1]) Über Feuerstein-Eolithe in der Mark. Ebenda. S. 880—888.

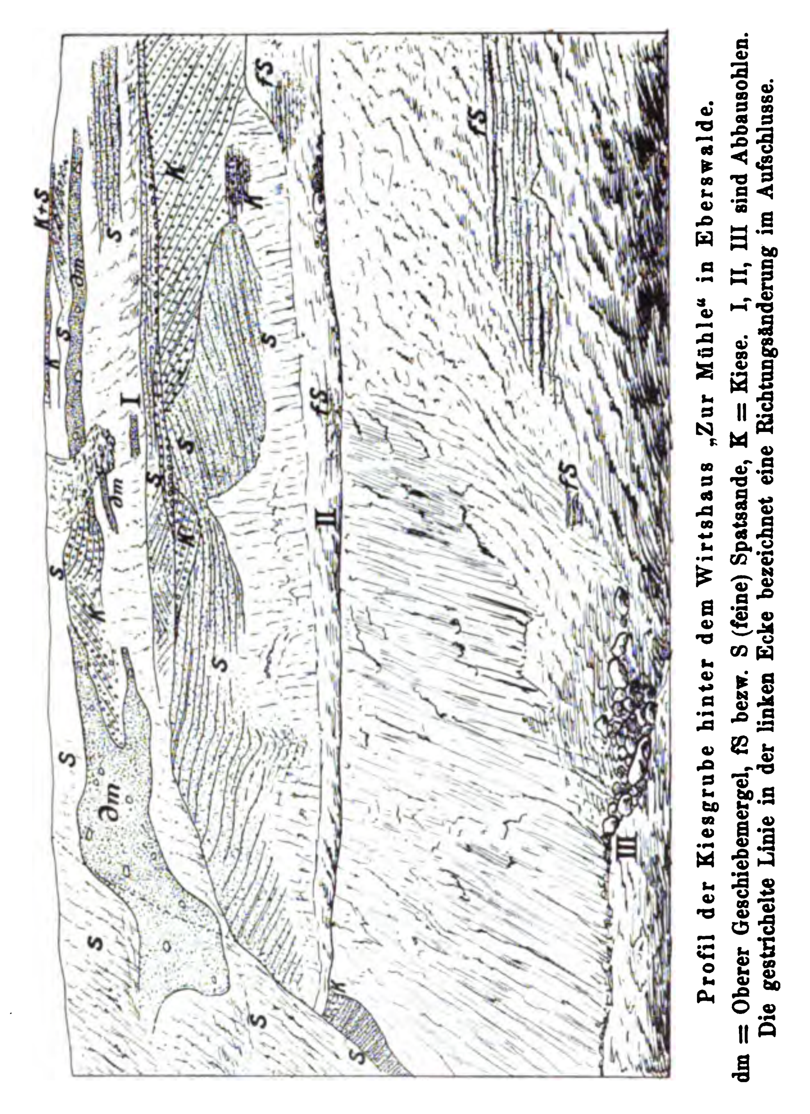
lagere und daß die Auflagerung desselben in dem Einschnitt der Viktoriastraße noch ein ganzes Stück davon entfernt, wenn auch im selben Zuge gelegen sei, so läßt der neu zu besprechende zweite Fundpunkt über diese Lagerungsverhältnisse gar keinen Zweifel. Ich hatte ihn übrigens auch schon in meiner Entgegnung gegen W. Dames als beweisenden Aufschluß angeführt. Es ist die Kiesgrube hinter dem Wirtshaus „Zur Mühle“ am Eichwerder. Wir haben hier ebenfalls einen Aufschluß in der Hochterrasse vor uns. Die geologische Spezialkarte in 1 : 25000, Blatt Eberswalde, an deren Ostrande der Aufschluß liegt, gibt hier unrichtigerweise schon Hochfläche mit Unterem Sand an, während entsprechend der Nordseite des Talzuges auch hier erst etwa die 50 Meter Kurve den Rand des alten Beckens bezeichnet. Diese Ränder lassen sich auch deutlich nachweisen und liegen hier nicht bei 40 m, sondern etwa 10 m höher. Doch dies nur nebenbei. In einer anderen Arbeit werde ich Gelegenheit nehmen, auf die geologischen Verhältnisse der hiesigen Gegend eingehender zurückzukommen.

Von diesem Aufschluß der Kiesgrube habe ich das folgende Profil aufgenommen, das nach einer Photographie und Skizze von mir durch Herrn M. Pütz gezeichnet ist (s. S. *44*.)

Zu unterst liegen fast schwebend feine, weiße, wohlgeschichtete Spatsande. Sie sind zwar im Bilde durch Abrutschmassen größtenteils verdeckt, reichen aber bis zur mittleren Abbausohle hinauf, wie man an einer Grube in derselben erkennen kann.

Darüber folgt dann von der mittleren zur oberen Abbausohle die Wand, in der sich hier die Eolithe fanden. Es sind das die schräg gestellten Kiesschichten (K, rechts im Bilde), aus denen sämtliche Stücke meist nahe der Oberkante dieser Schichten von mir eigenhändig entnommen sind. Diese gröberen Kiese lehnen sich nach links an Sande und an feine sandige Kiese, die schwach muldenförmig gelagert sind. Diese ganze Gruppe hat eine nahezu wagerechte Oberfläche, auf die sich zunächst eine schwache Steinsohle und darüber kreuzgeschichtete Sande legen. Diese Sande waren früher in Profilen, die ich im Jahre 1897 dort an der westlichen Wand der Grube aufnahm, stark gestaucht und in liegende Falten gelegt offenbar unter dem Einfluß des darüber hinwegschreitenden Eises. Darüber folgt dann im rechten (westl.) Teil des Profils ein hier etwa 0,5 m mächtiger Oberer Geschiebemergel, der nach einer leider durch Abrutsch verdeckten Stelle links am Rande des Profils mehrere Meter Mächtigkeit erreicht und der hier sich napfartig einsenkenden Oberfläche der Sande und Kiese folgend tiefer hinab-

zieht. Nach W von dieser durch besondere Mächtigkeit ausgezeichneten Stelle gabelt er sich, indem er ein kleines Kies-



Profil der Kiesgrube hinter dem Wirtshaus „Zur Mühle“ in Eberswalde.

dm = Oberer Geschiebemergel, fS bezw. S (feine) Spatsande, K = Kiese. I, II, III sind Abbausohlen. Die gestrichelte Linie in der linken Ecke bezeichnet eine Richtungsänderung im Aufschlusse.

und Sandlager umschließt, in zwei Bänke, von denen die untere noch ein ganzes Stück weit zu verfolgen ist, bis sie durch Abrutsch verdeckt wird.

Von geologischem Belang ist in diesem Aufschlusse noch, daß in dem eben erwähnten, vom Geschiebemergel eingeschlossenen Lager an der Grenze zwischen Sand und Kies ein schwaches Geschiebemergelbänkchen sich einschiebt, das zu oberst nur einige Zentimeter stark aus einem matt roten Geschiebemergel besteht, wie ich ihn wohl im „alten Grund" bei Rüdersdorf und an der Küste bei Palmnicken (Samland) gefunden, in hiesiger Gegend aber noch nicht gesehen habe. Dieses Bänkchen liegt unmittelbar auf einem etwas stärkeren des gewöhnlichen braungelben Mergels.

Daß diese Geschiebemergelbank nun wirklich auch über das ganze Kieslager hinwegging, das ließ sich mit völliger Sicherheit Schritt für Schritt mit dem Vorgehen des Abbaues verfolgen.

Diese Geschiebemergeldecke findet sich meist dicht unter der Oberfläche auch weiterhin in der Gegend. Sie hat aber durch kleine Erosionstäler, in die sie sich nicht hineinzuziehen scheint, eine Zergliederung erfahren, die beweist, daß jene Tälchen erst nachträglich entstanden sind.

In diesen Kiesen sind übrigens nach Angabe der Arbeiter auch mehrfach größere Knochen gefunden, die natürlich auf die großen diluvialen Säuger zu beziehen sind.

Wenn wir uns nun die Kiese selbst genauer ansehen, so muß Jedem, der mit Aufmerksamkeit darin sammelt, auffallen, daß alles übrige Gesteinsmaterial von Silikat- oder Sedimentär-Gesteinen in mehr oder weniger schön abgerollter und gerundeter Form darin vertreten ist. Dagegen sind die unmittelbar der Kreide entstammenden Feuersteine in auffallender Menge als mehr oder weniger scharfkantige Bruchstücke vorhanden, während die sog. Wallsteine, jene aus einem zerstörten eocänen Konglomerat stammenden Feuersteine, die auch nicht selten sind, nur vereinzelt einmal als Bruchstücke vorkommen, sonst immer gerundet sind.

Wenn man nun diese Feuersteinscherben aus der Kieswand an einer geeigneten Stelle — am besten nahe der Oberkante — absammelt, dann wird man in der Regel bald das eine oder andere darunter finden, das deutliche Spuren der menschlichen Tätigkeit in Gestalt von Abspleissungen längs einer Kante zeigt.

Es ist mir selbst gelungen, eine Anzahl solcher Eolithe hier zu entdecken. Ich habe mich bei der Bestimmung und Untersuchung dieser Gegenstände der liebenswürdigen Unterstützung des Herrn Eduard Krause, Konservators am Kgl. Museum für Völkerkunde in Berlin, zu erfreuen gehabt, der die von mir bereits als Eolithe erkannten Stücke als solche bestätigte und mich noch auf eine weitere Anzahl von solchen darunter aufmerksam machte, deren Bearbeitung ihm ebenfalls zweifellos

schien. Es sei mir gestattet, genanntem Herrn auch an dieser Stelle hierfür wie auch für mancherlei andere wertvolle Hinweise ebenso wie Herrn Dr. HAHNE-Magdeburg meinen verbindlichsten Dank auszusprechen.

Unter den gesammelten und vorgelegten Stücken lassen sich zunächst solche unterscheiden, die nur Abspleissungen durch Gebrauch, wie sie eine scharfe Kante erfährt, zeigen, und solche, die auf absichtliche Bearbeitung hinweisen, indem man eine stumpfe Kante durch Abspleissungen zugeschärft hat. Was die Formen der Eberswalder Eolithe betrifft, so lassen sich darunter Rundschaber, Hohlschaber und messerartige Schaber unterscheiden. Letztere sind entweder mit nur einseitiger Schartung der Kante oder mit entgegengesetzter, dann immer rechtsseitig liegender Dengelung, wie man die retouche auch wohl verdeutscht hat, versehen. Unter den Hohlschabern finden sich auch einige, bei denen die Schabflächen rechts und links von einer in der Mitte stehen gebliebenen Spitze liegen. Es sind dies kleinere Stücke, die wohl mit ihrer Spitze als pfriemenartige Instrumente verwendet worden sind. Außer diesen Formen finden sich dann auch noch lamellenartige Stücke (éclats) mit Schlagflächen und Schlagmarken, sowie nucleusartige, von denen solche Lamellen abgedrückt bezw. abgeschlagen sind.

Auch für alle diese Stücke trifft das von Dr. HAHNE betonte physiologische Moment zu, daß sie nämlich beim Arbeiten mit der abgespleißten Kante paßrecht in der Hand liegen.

Haben wir es nun bei diesen Funden mit den an Ort und Stelle entstandenen Erzeugnissen menschlicher Tätigkeit zu tun oder sind sie zusammengeschwemmt, wenn auch vielleicht nicht von weit her? Ich glaube diese Frage im letzteren Sinne beantworten zu müssen, sonst würden sich die Gegenstände nur an der Oberfläche des Kieslagers finden, nicht auch tiefer darunter.

Jedenfalls lehren alle diese nun in verschiedenen Provinzen (Sachsen, Brandenburg und Posen) festgestellten Vorkommen von Eolithen, daß der Mensch bereits in der Eiszeit in ziemlicher Menge hier in Norddeutschland gelebt haben muß. In meinem ersten Aufsatze hatte ich damals betont, daß hinsichtlich der Frage nach den damaligen menschlichen Wohnungen sich eine gewisse Schwierigkeit erhebe, da wahrscheinlich doch noch kein eigentlicher Wald, wie heutzutage, vorhanden war. Ich glaube aber, daß die auf der damaligen Oberfläche des Landes gewiß in demselben reichlichen Maße teils einzeln, teils zu Gruppen und Haufen vorhanden gewesenen großen Blöcke und Platten, wie wir sie vor Jahrhunderten auf der heute von uns bewohnten jüngeren Diluvialoberfläche ja ebenfalls besessen haben, vom damaligen Menschen für die Anlegung von Wohnstätten in ver-

schiedener Weise benutzt sein werden. Teils hat man sie wohl einfach in ihrer natürlichen Anordnung schon verwenden können, teils aber auch mit mehr oder weniger großer Nachhilfe dazu umgeschaffen.

Die Verbreitung der Eolithe hat aber, wenn sie sich in dem Maße weiter nachweisen läßt, auch noch eine vom stratigraphischen Gesichtspunkt aus wertvolle Bedeutung. Gelingt es, was zukünftiger Forschung vorbehalten werden muß, bestimmte Entwicklungsstadien in der Erzeugung dieser Gebilde in bestimmten Horizonten des Diluviums nachzuweisen, dann würden wir damit ein für diese Formation doppelt wertvolles Leitfossil gewinnen. Doch wie dem auch sei, jedenfalls ist, sowohl geologisch und paläontologisch wie auch anthropologisch betrachtet, das nachgewiesene Vorkommen des Menschen im norddeutschen Diluvium von wesentlicher Bedeutung.

Herr PASSARGE wies auf die wahrscheinliche Benutzung einiger der vorgelegten Feuersteine zum Schaben der Felle hin.

Herr **E. PHILIPPI** sprach sodann über die **permische Vergletscherung Südafrikas** unter Vorlage schöner großer Stücke von geschrammtem Diabas - Untergrund, von Moränenmaterial und Scheuersteinen, sowie von Photographien großer anstehender Gletscherschliffe und Rundhöckerlandschaften.

Herr KÖHNE bezweifelte die richtige Bestimmung der *Sigillaria Brardi* aus dem Transvaal, die für die Altersbestimmung der dortigen Glacialbildungen große Bedeutung besitzen würde.

An der weiteren Diskussion beteiligten sich die Herren JENTZSCH und PASSARGE.

Herr **ZIMMERMANN** legt **die ersten Versteinerungen aus Tiefbohrungen in der Kaliregion des norddeutschen Zechsteins** vor, nämlich *Gervillia*, *Liebea* ?, *Schizodus* ? und einen Brachiopoden, sowie *Chondrites*-artige Tange, und knüpft daran folgende Bemerkungen über die norddeutschen Kalilager im allgemeinen und über den „Salzton“ darin im besonderen.

Bekanntlich unterscheidet man unter den norddeutschen Kalilagern mindestens zwei Typen, die sich räumlich streng von einander sondern und deren Beziehungen zu einander noch nicht genügend geklärt sind.

Der eine Typus ist im Werragebiet und in Hessen verbreitet; er ist gekennzeichnet durch das Vorhandensein des

10—25 m mächtigen Plattendolomites, durch das Vorhandensein mehrerer und zwar relativ gering mächtiger Kalilager innerhalb des Steinsalzlagers, welches durch Letten, Anhydrite und Salztone von diesem Dolomit, der darüber liegt, getrennt wird, und durch einige weitere Merkmale.

Der zweite Typus ist der älter und allgemeiner bekannte Staßfurter Typus. Ihm gehört nicht bloß das ganze Magdeburg-Staßfurt-Halberstädter Becken an, sondern er erstreckt sich von hier auch im Zusammenhang durch die Mansfelder Gegend östlich und südlich um den Harz herum bis nach Bleicherode, dehnt sich ferner westwärts in die Provinz Hannover aus, wo er vielleicht durch einen dritten Typus abgelöst wird, der mir aber nicht näher bekannt ist, und erstreckt sich endlich auch nach Norden und Nordosten weithin, bis nach Lübtheen in Mecklenburg und bis Rüdersdorf und Sperenberg in der Mark. Von diesem Typus habe ich eine große Reihe von Tiefbohrungen sehr genau untersuchen können, und ausschließlich auf ihn beziehen sich auch die weiteren Mitteilungen.

Dieser Typus ist gekennzeichnet unter anderem durch das Fehlen des Plattendolomites, durch das Auftreten nur eines einzigen abbauwürdigen, dafür um so mächtigeren (30—40 m im Durchschnitt) Kalihorizontes, der aus dem Hauptsteinsalzlager hervorgeht und es nach oben hin abschließt, und endlich dadurch, daß er seinerseits sogleich von einem dünnen (4—10, selten mehr m mächtigen) Lager des sogen. Salztones und darüber einem mächtigen (40—50 m) Lager von Anhydrit, den ich den Hauptanhydrit nenne, bedeckt wird.

Das schematische Normalprofil dieses Staßfurter Typus ist folgendes (die abgerundeten Mächtigkeitszahlen entsprechen dem großen Durchschnitt):

Hangendes: Unterer Buntsandstein (250—280 m).

1. Braunrote massige, bis undeutlich geschichtete Bröckelletten mit Anhydritknollen (20—30 m).[1]
2. Anhydrit (0,3—3 m).
3. Jüngeres Steinsalz (50—200 m), regelmäßig mit einer Einlagerung von rotem Salzton und eigenartigem (pegmatitartigem) Anhydrit, zuweilen mit dünnen kalihaltigen Zonen.
4. Hauptanhydrit (40—50—90 m).

---

[1]) Diese Schicht wird von Anderen vielfach noch zum Buntsandstein gerechnet, was insofern Berechtigung hat, als eine durchaus ähnliche, und sogar noch mächtigere, ebenfalls Anhydritknollen führende Schicht auch innerhalb des Unterbuntsandsteins wohl überall wiederkehrt; ich rechne sie aber noch zum Zechstein als dessen alleroberste Schicht, als Vertreter des „Oberen Zechsteinlettens“.

5. Grauer Salzton (4—10 m).
6. Kalisalzregion (30—40 m).
7. Älteres oder Hauptsteinsalzlager (100—900 m).
8. Mehrmaliger Wechsel von z. T. sehr mächtigen Anhydriten und Dolomiten, letztere z. T. in der Form der Stinkschiefer, und mit 1 oder 2 Steinsalzlagern von geringer (8—15 m) Mächtigkeit; insgesamt 70—270 m.[1])
9. Mergel und Kalk des Unteren Zechsteins (4—10 m).
10. Kupferschiefer und Zechsteinkonglomerat (0,5—4 m).

Von diesen Schichten ist jede einzelne für den Erfahrenen an ganz besonderen Merkmalen auch außerhalb ihres Lagerungsverbandes erkennbar, so z. B. auch jeder der genannten Anhydrite vom andern unterscheidbar. Da sich nun auch die Salzlager an Stellen, wo sie fehlen, aber nach dem hier gegebenen Profil erwartet werden müßten, stets (soweit ich nach meinen eigenen Erfahrungen der letzten Jahre urteilen kann) durch Residualbildungen, die als solche leicht kenntlich, z. B. oft breccienhaft sind, zu erkennen geben, so vermochte ich auf dieses Gesamtprofil mit Leichtigkeit alle durch die Tiefbohrungen tatsächlich gegebenen Einzelprofile zurückzuführen. Und wenn die Praktiker des Bohr- und Bergwesens die besonderen Merkmale der einzelnen genannten Schichten besser beachteten und bei jeder durchfahrenen Schichtenfolge sich genau Rechenschaft darüber gegeben hätten und geben würden, ob denn auch alle nach jenem Schema zu erwartenden Schichten und Schichtgruppen und in welcher Reihenfolge (ob vom Hangenden zum Liegenden oder aber umgekehrt vom Liegenden zum Hangenden) sie angetroffen wurden, und aus welchem Grunde die eine oder andere nicht angetroffene fehlte, — so würden sie Faltungen, Verwerfungen und sonstige Lagerungsstörungen rechtzeitig und richtig erkennen und würden Millionen für verfehlte Aufschlußarbeiten haben sparen können und können sie künftig sparen.

Schon seit langer Zeit haben allerdings viele Praktiker die Bedeutung einer Schicht, nämlich des unter 5. angegebenen Salztones, als Leitschicht für das Kalilager erkannt; es ist aber, wie angedeutet, nicht die einzige Leitschicht, es ist nur die für den Laien am leichtesten erkennbare. Ebenso wichtig ist aber die wissenschaftliche Bedeutung ebendesselben Salztones als Deck-, soll angeblich heißen: als Konservierungsschicht des Kalilagers. Bekanntlich hat namentlich Ochsenius schon lange und auch wieder neuerdings darauf hingewiesen, daß

[1]) Diese Schichten sind selbstverständlich durch die Tiefbohrungen, die doch zumeist nur dem Kalilager gelten, nur selten aufgeschlossen und darum noch wenig gekannt.

ohne einen solchen Schutzdeckel das eben enstandene Kalilager durch das von neuem in den bisher abgeschlossenen Meerbusen einbrechende Ozeanwasser (das sich durch den dann abgelagerten Anhydrit (Nr. 4) verewigt hat), aufgelöst und gänzlich zerstört worden wäre. Und er hat im weiteren Verfolg dieses Gedankens sogar gemeint, jener Schutzdeckel könne nicht selbst aus dem Meerwasser abgesetzt, sondern er müsse notwendig subaerisch, als Staub eingeweht sein[1]; dieser Staub sei es dann auch gewesen, der die letzten Reste der Mutterlauge in sich einsog, darunter gerade die am leichtesten zerfließlichen Jodsalze.

Diese in der Tat recht bestechende Theorie hat sich aber nun nicht bloß mit der hier in der Anmerkung besprochenen Tatsache der so überraschend geringen Mächtigkeit von z. T. nur ca. 4 m (bei ungestörter Lagerung!) und der dabei doch bestehenden ununterbrochenen Verbreitung dieser Schicht von Bleicherode über Heldrungen und Staßfurt bis Lübtheen und Rüdersdorf abzufinden, sondern auch mit zwei anderen ihr ungünstigen Tatsachen: Zuerst damit, daß dieser „Salzton" stets eine ausgezeichnete Dünnschichtung, und zwar dünnschichtige Abwechselung, von leicht zerfallenden Salz-Mergeln[2]) mit Anhydrit, mit ? Polyhalit und mit zuckerkörnigem Dolomit besitzt; nach PRECHT ist das Calciumsulfat besonders im Liegenden, das Magnesium-

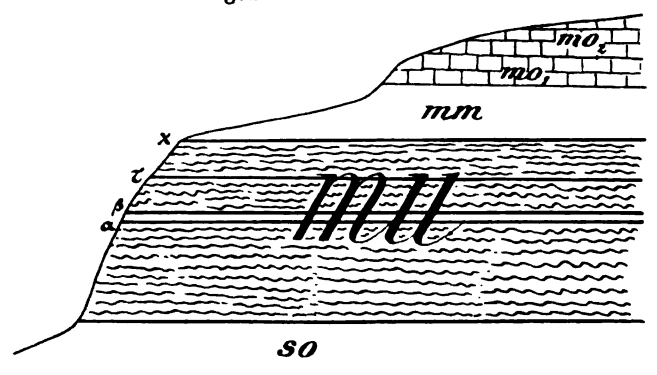
---

[1]) Ztschr. f. prakt. Geologie 12, 1904, S. 24. — Wenn OCHSENIUS hier behauptet, „5—10 m Salzton hätten für die festen, aber hygroskopischen Salze des Untergrundes keine hinreichende Decke gegeben, um sie vor Wiederauflösung zu schützen", es wären vielmehr 20—50 m nötig und auch nachgewiesen, so meint er entweder eine andere Schicht des obigen Normalprofils (aber das ist sehr unwahrscheinlich; und wenn doch, welche wäre es denn dann?), — oder aber er wird durch die Tatsachen widerlegt (ich führe z. B. nur an, daß PRECHT, gewiß einer der besten Kenner, in seiner „Salzindustrie" 5. Aufl. S. 9 nur die eine Durchschnittszahl 8 m nennt, und daß in der Jubiläumsschrift „Schmidtmannshall 1878—1903" sämtliche Bohr- und Schachtprofile nur 3,8 bis 6 m angeben, von hundert anderen Beispielen, die ich noch kenne, ganz abgesehen), — oder endlich er nimmt die im Bohrloch erlangten Werte als „Mächtigkeit" ohne Rücksicht auf Einfallwinkel und etwaige Wiederholung durch Faltung, wie er es z. B. ebenda S. 23 beim „älteren Steinsalz" des Bohrloches Oldau tut, das 1472 m mächtig durchbohrt sein soll, aber petrographisch erstens nicht bloß „älteres", sondern auch jüngeres Salz ist, und zweitens infolge C-förmiger Lagerung, mit überall sehr steilem Fallwinkel, zu solchen Mächtigkeitsangaben sich gar nicht verwerten läßt. Übrigens enthält die zitierte Schrift des doch sonst so verdienten Salzlagerstättenforschers noch verschiedene andere, teils falsche, teils unklare oder sehr mißdeutige Angaben, auf die ich aber hier nicht eingehen kann.

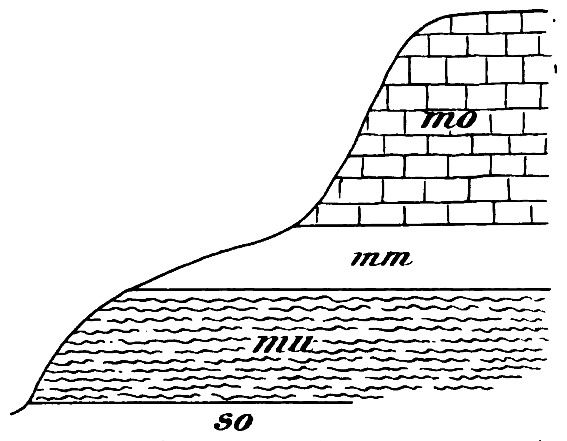
[2]) Diese könnten übrigens am ehesten noch den sonst recht unsachgemäßen, aber eingebürgerten Namen Salzton führen.

Schema des landschaftlichen Aufbaus der Muschelkalkformation

in Thüringen:



in Schwaben:

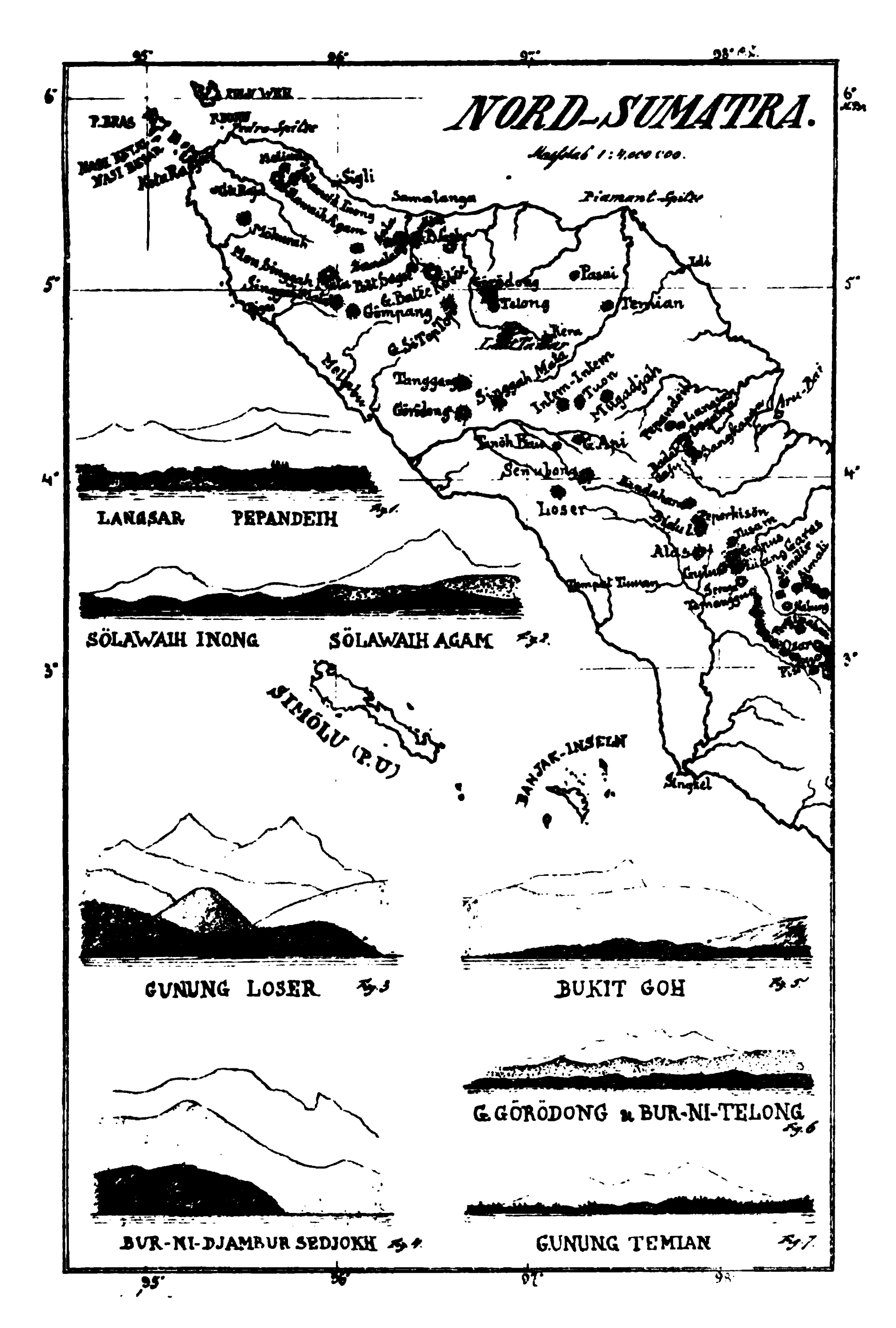


so. Oberer Buntsandstein
mu. Unterer Muschelkalk (Wellengebirge)
mm. Mittlerer Muschelkalk (Anhydritgruppe)
mo. Oberer Muschelkalk (Hauptmuschelkalk)
α. β. Oolithbänke
τ. Terebratulakalk
χ. Schaumkalk
*mo*1. Trochitenkalk
*mo*2. Nodosusschichten.

da seine Mächtigkeit größer ist als in Thüringen und gerade im obersten Teil die dicken Kalkbänke der Semipartitus-Zone liegen. Je weiter man dann nach Süden geht, umsomehr wächst im landschaftlichen Aufbau die Bedeutung des oberen Muschelkalks

mit seiner zunehmenden Mächtigkeit und dem Verschwinden der tonigen Zwischenlagen, und gleichzeitig geht die des unteren in dem Maße zurück, wie er durch den Verlust seiner harten Bänke und Übergang in Mergel seine Widerstandsfähigkeit einbüßt und gleichzeitig an Mächtigkeit abnimmt. So erscheint am Schwarzwaldrande das „Wellengebirge" nur noch als eine ziemlich untergeordnete Vorstufe des „Hauptmuschelkalkes." (Vergl. die Figuren auf S. 186.)

Etwas anders liegen die Verhältnisse in Ostfranken insofern, als dort der obere Muschelkalk nicht zu solch überwiegender Entwicklung gelangt. Der untere Muschelkalk aber sinkt auch dort zu ziemlicher Bedeutungslosigkeit im Landschaftsbild herab. Die Hänge nordöstlich von Baireuth, die er aufbaut, haben wenig Ähnlichkeit mit den prallen Felswänden an der thüringischen Saale.



Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart

7. Über die Vulkane von Nord-Sumatra.

Von Herrn ARTHUR WICHMANN in Utrecht.

Hierzu Taf. XIII u. 1 Textfig.

Vor einigen Jahren hat W. VOLZ eine übersichtliche Darstellung der auf Sumatra, von der Südostspitze bis zur Batak-Hochfläche, in einer schmalen Zone angeordneten Vulkane gegeben. Er läßt alsdann folgen: „Schwieriger zu entscheiden ist das weitere Verhalten . . . . . In großartigster Entwicklung ihrer Kräfte mit dem gewaltigen Graben des Toba-Sees . . . . quert sie die Insel und setzt auf die Ostküste über, beim Diamant-Point scheint sie das Meer zu erreichen. Ein vollständig, vor allem geologisch unbekanntes Gebiet stellen die Alas- und Gajoländer, sowie fast ganz Atjeh dar, und erst, wenn auch diese Gegenden näher erforscht sein werden, können wir hoffen, vollständige Klarheit über den Endverlauf der Vulkanenzone . . . . zu erhalten . . . . und es wäre immerhin möglich, daß vereinzelte isolierte Vulkane sich auch noch weiter nördlich auf der Westküste von Atjeh finden. Der Grund aber, warum die Vulkanenzone bei 2° nördlicher Breite sich zur Ostküste hinüberzieht, bleibt in Dunkel gehüllt, und wenn überhaupt eine Antwort auf die Frage kommt, so haben wir sie aus Hinterindien zu erwarten."[1])

Um die Bedeutung der im Vorstehenden mitgeteilten Ansicht, die bereits als Tatsache hingestellt wird, vollauf zu würdigen, möge daran erinnert werden, daß seit dem Anfange des vorigen Jahrhunderts eine Anschauung Eingang gefunden hat, derzufolge die Vulkane im Bengalischen Meerbusen, Sumatra, Java, Bali, Lombok u. s. w. in reihenförmiger Anordnung einander folgen. Wir finden diesen Gedanken zuerst bei F. SICKLER[2]), der sodann aber erst durch LEOPOLD VON BUCH eine nähere

---

[1]) Über die Anordnung der Vulkane auf Sumatra. Jahresber. d. Schles. Gesellsch. f. vaterländ. Cultur. **79**. 1901. Breslau 1902. II. Abt. Naturw.-Sektion S. 10. Eine übereinstimmende Darstellung findet sich in dem Werk desselben Verfassers: Zur Geologie von Sumatra. Geolog. u. Paläontolog. Abhandlg. von E. KOKEN. N. F. **6**. Jena 1904 S. 158.

[2]) Ideen zu einem vulkanischen Erdglobus. Geographische Ephemeriden. **38**. Weimar 1812. S. 153 m. Karte.

Begründung erfährt.[1]) Ferner haben G. W. EARL[2]) und F. JUNGHUHN[3]) diese Art des Verlaufes durch Mitteilung weiterer Tatsachen zu erhärten gesucht.

Was Sumatra im besonderen betrifft, so hat R. D. M. VERBECK der Ansicht Ausdruck verliehen, daß die meisten Vulkane auf einer Linie liegen, die mit der Längsachse dieser Insel, und zwar bis zur Atjeh-Spitze, zusammenfalle.[4])

Die Behauptung, daß wir über die geologischen Verhältnisse des nördlichen Sumatra noch sehr wenig wissen, muß im großen und ganzen als eine durchaus zutreffende bezeichnet werden, immerhin ist es aber mehr, als man gemeinhin annehmen zu müssen glaubt. Die folgenden Zeilen sollen denn auch dazu dienen die bisherigen Darstellungen zu ergänzen, sowie den VOLZschen Gedanken, auf Grund des gewonnenen Tatsachen-Materiales, einer Prüfung zu unterziehen.

Wir beginnen die Aufzählung der Berge im unmittelbaren Anschluß an die von W. VOLZ mitgeteilte Übersicht der Vulkane der Batak-Hochfläche.[5])

Gunung Alas[6]) 2550 m.

J. C. M. RADERMACHER erwähnt zuerst aus dem Innern von Sumatra den Batu Gapit, der ein brennender Berg sei, von dem die Eingeborenen ihren Schwefel holten.[7]) Auf Grund einer Angabe von W. MARSDEN[8]) führt LEOP. VON BUCH[9]) den-

---

[1]) Über die Natur der canarischen Inseln und ihre Verbindung mit anderen Vulkanen der Erdoberfläche. Pogg. Ann. **10.** 1827, S. 195—197, t. IV, auch Gesammelte Werke **3.** Berlin 1877. S. 562.

[2]) Contributions to the Physical Geography of South Eastern Asia and Australia. Journ. of the Ind. Archipelago. **6.** Singapore 1852, p. 243.

[3]) Java. **2.** Leipzig 1854, S. 808.

[4]) Topographische en geologische beschrijving van een gedeelte van Sumatra's Westkust. Batavia 1883, p. 402.

[5]) Beiträge zur geologischen Kenntnis von Nord-Sumatra. Diese Zeitschr. **51.** 1898, S. 42, t. II.

[6]) Bur Alas (Bur = Berg) bei den Gajos zufolge SNOUCK HURGRONJE.

[7]) Beschrijving van het eiland Sumatra. Verhandel. Batav. Gen. v. K. en W. **3.** 1781, S. 42. Zufolge SALOMON MÜLLER (Bijdragen tot de kennis van het eiland Sumatra. Leiden 1846, S. 156—157) stellt diese Abhandlung die wörtliche Abschrift des im Archiv zu Batavia befindlichen Manuskripts von L. VAN BASEL, Radicale beschrijving van Sumatra 1761, dar.

[8]) The History of Sumatra. 3d ed. London 1811. Auf der Karte dieser Ausgabe findet sich der Name Allas nicht als Bezeichnung eines Berges, sondern eines Distriktes. Im Text wird seiner überhaupt nicht gedacht.

[9]) a. a. O. S. 197.

selben unter dem Namen Allas[1]) auf.

JUNGHUHN bezieht sich in seiner Beschreibung auf die Angaben von RADERMACHER, denen er die Mitteilung hinzufügt, daß dieser Berg im Innern von Deli an den Quellen des Flusses Bulutjina liegen soll.[2])

Liang Garas 1850 m.
Delong Gapus ± 1400 m.
Tusam 1400 m.
Gulu 2200 m.

Letzterer stellt einen ziemlich ebenen gezähnten Bergrücken dar.[1])

Gunung Sarbö Langet.
Bidul 2500 m,

von kegelförmiger Gestalt.[3])

Gunung Peperkisön (Pogon Gesong) ± 3000 m, breiter gerundeter Bergrücken mit 3 Gipfeln.[1])

G. Natam.
Bandahara 3030 m,

breiter Rücken.[3])

Deleng Sangkapan,

zwei gerundete kegelförmige Gipfel, 1977 m, bezw. 1955 m.

Deleng Gaju 1962 m.
Deleng Badak 1962 m,

gerundeter Gipfel.

Deleng Segama,

zwei Gipfel, von denen der östliche 2080, der westliche 2109 m hoch ist.

Langsar, (Taf. XIII, fig. 1)[4]),

zwei Gipfel, 1538 m, bezw. 1447 m.

Pepandeih 1506 m (Taf XIII, fig. 1).

Kein einziger der oben angeführten, zum Alas-Gebiet gehörenden Berge ist bisher untersucht worden. Dieselben werden für Vulkane gehalten, zumal mehrere derselben zweifelsohne die entsprechende charakteristische Gestalt besitzen.

In größerem Abstande erst folgt in NNW-Richtung als hervorragende Erhebung das

---

[1]) A. DE BYLANDT-PALSTERCAMP macht in seinem schrecklichen Buche Théorie des Volcans. 1. Paris 1834, S. 234, daraus einen G. Atlas.

[2]) Die Battaländer auf Sumatra. Berlin 1847, S. 38, auch Java 2. Leipzig 1854, S. 809.

[3]) Zeemansgids voor den Oostindischen Archipel. 2. 's Gravenhage 1900, S. 101.

[4]) Die Figuren 1—7 (Taf. XIII) sind den „Landverkenningen" entnommen, welche dem „Zeemansgids" beigegeben sind.

Temian-, Tumian- oder Semuwang-Gebirge,
das seiner Gestalt nach (Taf. XIII, fig. 7) wohl vulkanischen Ursprungs sein könnte. Seine Höhe beträgt 1750 m. Der nordwestlich davon sich erhebende

Bukit-Pasai (Gunung Udjöèn)
ist 1674 m hoch, besitzt aber keinen charakteristischen Gipfel.[1])

In einer Entfernung von 85 km, im Westen hiervon, ragt der

Gunung Görödong (I) oder Bur Kōl (Kaul) mit dem
Bur-ni-Telong (Mutelong)[2]) oder G. Tutong
empor, (Taf. XIII, fig. 6) welcher letzerer der einzige Berg Nord-Sumatras ist, der während des verflossenen Jahrhunderts eine lebhafte Tätigkeit entfaltet hat.

Nachdem WESTPALM bereits eines „Kraterberges oder Bukit Tjunda“ Erwähnung getan hatte[3]), gedachte P. J. JANSEN vor einigen Jahren des Vorkommens von Schwefel, vom „Tilong“, einem tätigen Krater am Südabfall des G. Görödong.[4])

Näherer Angaben finden sich jedoch erst in dem Werke von C. SNOUCK HURGRONJE, aus denen hervorgeht, daß der Bur-ni-Telong während des 19. Jahrhunderts mehrfach Ausbrüche erlebt hat, zum letztenmale, der Aussage von Eingeborenen zufolge, „vor 30—40 Jahren“[5]).

Über die Lage der einzelnen Glieder dieses Gebirges gibt eine von einer Kartenskizze begleitete Beschreibung von W. CORNELIS Auskunft.[6]) Der eigentliche Görödong stellt einen nach NW geöffneten Kraterrand dar, dessen westlicher Gipfel, von CORNELIS als West-Tjunda bezeichnet, 2930 m hoch ist. Die Höhe des östlichen Gipfels (Ost-Tjunda) beträgt 2830 m, während der in dem alten Krater sich erhebende Kegel (Nord-Tjunda) 2825 m mißt. Der tätige Bur-ni-Telong (2720 m) hat sich an der SSO Flanke des G. Görödong aufgebaut.

Die Mitteilung von SNOUCK HURGRONJE ermöglicht es uns, nunmehr drei Eruptionen der Vergessenheit zu entreißen und an dem gehörigen Orte unterzubringen.

---

[1]) Zeemansgids voor den Oost-Indischen Archipel. **2**. 1900, S. 56, 61.

[2]) Telong oder Mutelong bedeutet, SNOUCK HURGRONJE zufolge, in der Gajosprache „verbrannt“, entsprechend dem Atjeh'schen Tutong.

[3]) JHR. J. C. R. WESTPALM van Hoorn tot Burgh. Geographische en hydrographische aanteekeningen over Atjeh. Tijdschr. Aardrijksk. Genootsch. **2**. Amsterdam 1877, S. 80.

[4]) Verslag van het Mijnwezen over het 4 de kwartaal 1901. Batavia 1902, S. 19.

[5]) Het Gajōland en zijne bewoners. Batavia 1903, S. 4, 14, 24, 185.

[6]) Het Tjoenda-gebergte. Tijdschr. K. Nederl. Aardr. Genootsch. (2) **20**. 1903, S. 717.

Zunächst wird aus Pulu Pinang (Penang) unter dem 7. Oktober 1837 das folgende berichtet: „It appears that the earthquake which occurred here a fortnight ago was felt at the same time very severely at Acheen and all along the Pedier coast; the schooner Fattal Garib, which arrived on Wednesday [4. Octbr.], having brought accounts of several eruptions having taken place at Telok samoy[1]) and other parts, and particularly in the interior of Acheen, where it is said the earthquake did considerable damage during the seven successive days it lastened“ [2]).

Den vorstehenden Mitteilungen zufolge wäre demnach der Ausbruch am Anfange der letzten Septemberwoche 1837 erfolgt.

Über den darauf folgenden Ausbruch hat Al. Brongniart berichtet. Am 12. Januar 1839 wird an Bord des 40 lieues NNO von Atjeh segelnden Schiffes Baobab eine heftige Detonation vernommen. In der darauf folgenden Nacht, gegen 1½ Uhr, begann bei nordöstlichem Winde auf Deck ein feiner Aschenregen niederzurieseln. Als das Schiff 5 Tage später nach „Baba Wée“, womit die Insel (Pulu) Weh gemeint ist, gelangte, erfuhr man, daß daselbst an dem erwähnten Tage ein ziemlich beträchtlicher Aschenfall stattgefunden habe. Die von Brongniart mitgeteilten Resultate der von Malaguti ausgeführten chemischen Untersuchung sind wertlos.[3])

Endlich ist auch der letzte Ausbruch nicht unbemerkt geblieben. Einer Mitteilung von P. van Bleiswyk-Ris zufolge wurde auf der Fregatte Palembang am 14. April 1856 unter 4° 26′ N. Br. und 96° 17′ Ö. L. ein Aschenfall beobachtet[4]). Wenn P. Melvill von Carnbée, sowie O. F. H. J. Huguenin es als nicht unwahrscheinlich bezeichneten, daß diese Asche von Pulu Pinang oder auch von dem Barn-Eilande stammte, so ist zu bemerken, daß wir seit den Zeiten von J. Crawfurd wissen, daß die erstgenannte Insel aus Granit besteht.[5]) Die letztgenannte heißt eigentlich Pulu Kweel, liegt in der Gaspar-Straße und ist zufolge R. D. M. Verbeek von Seesand und Korallen-

[1]) Telok Semawé oder besser Lho Sömawè.

[2]) The Asiatic Journal and Monthly Register for British and foreign India, China and Australasia. N. S. 25. pt. 2 London 1838, S. 232 aus: Prince of Wales Island Gazette, Octbr. 7. 1837.

[3]) Extrait du journal du Baobab du port de Marseille, commandé par le capitaine Adolphe Martin. Bull. Soc. géolog. de Fr. 11. Paris 1840, S. 370—372.

[4]) Natuurk. Tijdschr. N. Ind. 11. 1856, p. 477. Eine übrigens unrichtige Analyse wurde von D. W. Rost von Tonningen ausgeführt (Nat. Tijdschr. XII. 1856—57 S. 475).

[5]) Geological Observations made on a Voyage from Bengal to Siam and Cochin China. Transact. Geolog. Soc. (2) 1. London 1824, S. 406.

grus bedeckt, unter welchen wahrscheinlich die Sandstein- und Quarzitschichten von Pulu Klemar hindurchstreichen.[1])

Im Anschluß an den Telong möge noch ausdrücklich hervorgehoben werden, daß der südöstlich von diesem liegende Tawar-See (Laut Tawar) nicht vulkanischen Ursprungs ist. P. J. JANSEN führt die Entstehung desselben auf einen Einbruch zurück. Irgendwelche Auswurfsprodukte werden an seinen Ufern nicht gefunden.[2])

Nordwestlich vom G. Görödong führt die Karte[3]) den

Gunung Batèe Köböe

auf, von dem ebensowenig etwas bekannt ist, als von dem

Pöet Sagoë 2780 m,

der 34 km südlich von Samalanga liegt.

Bekannter ist der

Bukit Goh (Glé Goh), auch Elefantenberg

oder Friars Hood genannt, von 942 m Höhe. JUNGHUHN hält es für möglich, daß derselbe einen Vulkan darstelle.[4]) Dafür spricht nun gerade nicht der Umstand, daß er „die Gestalt eines nach Westen gerichteten Elefanten" besitzt.[5])

Westlich von diesem liegt der

Glé Puntjek 1465 m, an den sich der

Glé Samalanga 1204 m

anschließt. Derselbe besitzt eine kuppelförmige Gestalt und wird von WESTPALM als Vulkan bezeichnet.[6])

Hierauf folgt der

Gunung Sala (Glé Tambineh) 1503 m,

und sodann noch ein 2085 m hoher Berg, dessen Name unbekannt ist.

Sölawaih (Selawa) Inong 993 m (Taf. XIII, fig. 2), bekannter unter dem Namen Weesberg, Waisenberg, Mount Orphan, ferner Selawa˙Bettina und auch Gunung Pedir genannt, bildet mit dem sogleich zu besprechenden Sölawaih Agam einen Zwillingsvulkan. Während dieser, als der höhere, den Eingeborenen als Mann gilt, stellt jener die Frau dar.[7]) Ausbrüche in historischer Zeit sind nicht bekannt geworden.

---

[1]) Geologische beschrijving van Bangka en Billiton. Jaarboek van hat Mijnwezen 1897, p. 76.

[2]) C. SNOUCK HURGRONJE a. a. O. p. 4.

[3]) Overzichtskaart van Atjeh en Onderhoorigheden. 1 : 200 000. Batavia. Topographisch Bureau 1908. Bl. VI.

[4]) Die Battaländer auf Sumatra, p. 88.

[5]) Zeemansgids. 2. p. 56.

[6]) a. a. O. p. 80.

[7]) F. A. LIEFRINCK, Geographische en hydrographische aanteekeningen omtrent den tegenwoordigen toestand van Atjeh proper. Tijdschr. Aardr. Gen. 5. 1881, p. 48.

Sölawaih Agam 1726 m.

Dieser bereits im Mittelalter wiederholt erwähnte Vulkan[1]) ist unter allen auf Nord-Sumatra der bekannteste, besonders bei den Seefahrern, die ihn meistens als Goldberg bezeichnen.[2]) Westpalm führt noch die weiteren Namen Yah Murah, Glawa-Lawa, Salawa und Königinberg an.[3]) Zufolge F. A. Liefrink sollen die Eingeborenen ihn auch Gléh Mentelah oder Batu Mangerah nennen.[4])

In die Literatur ist dieser Berg als Balaluam eingeführt worden und zwar durch Joao de Barros, welcher schreibt: „e no meio tem hum monte como o chamado Ethna em a Ilha Sicilia, per que lança fogo, a que os da terra chamam Balaluam[5].") Diese aus dem Anfange des 16. Jahrhunderts stammende Nachricht ist zwar in die bekannten Werke von Varenius, Kircher und Ittig übergegangen, kommt aber in den Vulkankatalogen des 19. Jahrhunderts nicht mehr vor.

In späteren Beschreibungen figuriert dieser Berg als Schwefelbringer, als welcher er auch noch heutzutage gilt. So schreibt Augustin de Beaulieu in seinen „Mémoires du Voyage aux Indes Orientales" (1621—22)[6]): „A six lieuës d'Atchen tirant vers Pedir il y a une haute montagne faite en pic, d'ou se tire grand nombre de souffre:" Alexander Hamilton behauptete sogar, daß er jährlich 1000 Pfund dieses Minerals liefere.[7]) Wahrscheinlich hat demnach noch bis in das 18. Jahrhundert hinein eine lebhafte Solfatarentätigkeit stattgefunden,

---

[1]) Die kürzlich von G. P. Rouffaer (Encyclopaedie van Nederlandsch Indie 4. S. 369, 378, 377, 885) zusammengestellten Quellen sind die folgenden:

Ibn Kordâdhbeh. 846 n. Chr. (M. J. de Goeje. Bibliotheca Geographorum Arabicorum. 6. Lugd. Batav. 1889, S. 45).

Edrîsi. 1154. (P. A. Jaubert. La Géographie d'Edrisi 1. Paris 1836, S. 79).

Kazwîni ┼ 1270. (H. Ethé. Zakarija ben Muhammed El-Kazwîni's Kosmographie 1. Leipzig 1868, S. 230).

Ma Huan. 1416. (W. P. Groeneveldt. Notes on the Malay Archipelago and Malacca compiled from Chinese sources. Verhandel. Batav. Gen. van K. en W. 29. 1880, p. 86).

Fei Hsin. 1436. (W. P. Groeneveldt a. a. O. S. 97).

(Nachschrift während des Druckes).

[2]) Stellt jedoch nicht den eigentlichen Goldberg (Gunung Mas) der Atjeher dar. Dieser liegt näher an Krueng Raja, unweit des Glé Ajer Panas. (Zeemansgids 2. 1900, p. 2).

[3]) a. a. O. S. 80.

[4]) a. a. O. S. 48.

[5]) Da Asia. Decada III Parte 1. Lisboa 1777, p. 507.

[6]) [Melchis Thévenot]. Relations de divers voyages curieux 2. Paris 1666, p. 99.

[7]) A new Account of the East Indies 2. London 1789, p. 108.

worauf wohl auch die Bemerkung von NEUHOF: „Op de kruin van den brandenden bergh Balabam is een bron, die zeker vocht uitwerpt"[1]) zurückzuführen ist. Auch heutigen Tages finden sich noch einige Solfataren am Nordabhange in etwa 1000 m Höhe.[2])

In seinem jetzigen Zustande ist der Sölawaih Agam bis zum Gipfel bewaldet. Vor einigen Jahren wurde die erste Besteigung durch den Oberstleutnant O. Ch. M. MUSCH für die Zwecke der Triangulation ausgeführt, doch scheint bisher nichts über dieselbe veröffentlicht worden zu sein. Den Mitteilungen von P. J. JANSEN zufolge, hat der Berg in posttertiärer Zeit „Trachytlaven und Tuffe geliefert, die noch nördlich vom Glé Jöeng und Sölimom angetroffen werden".[3])

Zwischen der Küste und dem Goldberg finden sich einige Erhebungen, die aus jungeruptiven Gesteinen bestehen, von denen es aber unbekannt ist, ob dieselben Kraterbildungen darstellen.

Gunung Melijung (Meliung) ca. 630 m

von kuppelförmiger Gestalt.

Glé Ajer Panas ca. 315 m,

bildet einen abgestumpften Kegel, der seinen Namen, den an ihm auftretenden heißen Quellen zu verdanken hat.

Glé Radja 318,5 m,

ein nordwestlicher Ausläufer des Sölawaih Agam.[4])

Die Berge, welche, von dem letztgenannten ausgehend, die Ostflanke des Atjeh-Tales bilden und bis zur Pedro-Spitze gehen, heißen Glé Uloë, Glé Lhō Sömira 249 m, Tjot Aloë Póguë 432 m, Tjot Tulopo (Glé Gadja) 435 m und Glé Durung (Tjot Talöe Daroh) 316 m. Sie setzen sich den Angaben von P. J. JANSEN zufolge aus Trachyt, Andesit und Tuff zusammen, ohne lockere Auswurfsmassen geliefert zu haben.[5]) —

Wir kehren nunmehr zu dem Ausgangspunkte unserer Betrachtungen zurück und erörtern die Frage, ob sich auch eine Fortsetzung der Vulkane der Batak-Hochfläche parallel der Westküste zu erkennen gibt.

C. J. DE JONGH sagt von diesen, vom Meere aus sichtbaren Bergen: „Viele der Gipfel, von denen einige die Höhe von ungefähr 10 000 Fuß erreichen und selbst noch höher sind,

---

[1]) JOHAN NIEUHOFS Gedenkwaerdige Brasiliaensche Zee-en Lant-Reize. t'Amsterdam. 1682, p. 75.

[2]) Javasche Courant. 7. Aug. 1900, No. 68, p. 705.

[3]) Verslag eener geologisch-mijnbouwkundige verkenning der Atjeh-vallei gedurende het jaar 1902. Jaarboek van het Mijnwezen 32. Batavia 1903, p. 182.

[4]) Zeemansgids 2. 1900, p. 2.

[5]) a. a. O. p. 183, Karte No. II.

geben bereits durch die Gestalt ihren vulkanischen Charakter zu erkennen.“ [1])

Gunung Losér 3870 m. (Taf. XIII, fig. 3).

auch unter den Namen Luseh oder Loseh bekannt, ist durch zwei pikförmige Gipfel ausgezeichnet. Derselbe soll den höchsten Berg des „Sinobong-Gebirges“ [2]) darstellen.

Bur-ni - Djambur Sedjokh, Singgah Mata [3]) 3557 m. (Taf. XIII, fig. 4),

auch Aböeng Aböeng, nach dem an demselben entspringendem Bache genannt. [4]) Gewöhnlich wird er unter dem Namen Abong Abong, oder Abang Abang angeführt. Sein Gipfel ist kuppelförmig, schwach gebogen und unterscheidet sich von den umliegenden Bergen in Bezug auf seine Gestalt nur durch eine größere Höhe. [5])

Gunung Görödong (II) 1680 m,

bekannter unter dem Namen G. Gredong, wird von K. F. H. Langen ausdrücklich als ein Vulkan bezeichnet, der noch jetzt tätig sein soll. [6]) Auch C. J. de Jongh bemerkt, daß man sage, derselbe stelle den einzigen aktiven Vulkan in Atjeh dar.

Wir kommen nunmehr zu dem eigentlichen Innern des Gajo-Gebietes, dessen Kenntnis uns erst durch die eingehenden Untersuchungen von C. Snouck Hurgronje erschlossen worden ist. „Die Gajo-Lande bilden eine ausgedehnte Hochfläche, deren Hauptwasserscheide in ihrem nördlichen Teile zugleich die politische Grenze mit Atjeh (s. str) bildet. Dieselbe wendet sich im Oberlaufe des Sönangan-Flusses nach Osten und setzt sich unter den Namen Bur-Intèm, Bur Mugadjah, Buru Alas und Gunung Sarbö Langet in die Alas- und Batak-Lande fort. Von dieser Hauptkette zweigen sich Nebenketten ab, wodurch die Gajo-Lande in vier scharf begrenzte Hochflächen geteilt werden, nämlich 1) diejenige des Laut Tawar, 2) diejenige des Oberlaufes des Djambo-Ajé, 3) diejenige der Gajo Luos oder Gaju Tanjo, 4) die Serbö-Djadi.“ [7])

Von den Bergen der Hauptwasserscheide, soweit dieselben vom Meere aus nicht sichtbar sind, müssen noch erwähnt werden

---

[1]) Zeemansgids 1. 2 Aufl. 1904, p. 385.

[2]) siehe dagegen unter Bur Senubong.

[3]) Es gibt noch mehrere Berge dieses Namens, sowohl in Atjeh (s. str.), als auch in den Gajolanden.

[4]) C. Snouck Hurgronje a. a. O. S. 40.

[5]) Zeemansgids I, p. 385.

[6]) Atjehs Westkust. Tydschr. Nad. Aarch. Gen. (2) 5. 1888, S. 228.

[7]) Het Gajoland en zijne bewoners. Batavia 1903, S. 4.

der Bur Mugadja unter 4° 15 NBr., 97° 25 ÖL., der Tapakh-ni-Tuën oder Tuon ± 2750 m, der Bur Intem-Intem, der Tanggang. Die geologische Beschaffenheit derselben ist noch unbekannt. Dagegen kommen für unsere Zwecke noch in Betracht der

Gunung Api,

des Namens wegen (Feuerberg), der vermuten läßt, daß wir es mit einem Vulkan zutun haben.

Auf festerem Boden bewegen wir uns mit Bezug auf den

Tanoh Tjempögö oder Tanoh Bau.

„Südwestlich [13 km] vom Gunung Api [entfernt], am Pfade, der Sekuölön mit Akol verbindet, findet man zwei eigentümliche Moräste, von denen der eine Paja Ringköl genannt wird . . . . Am westlichen Rande desselben liegt eine kleine, dürre verbrannte, vulkanische Ebene, der stinkenden Gase wegen, Tanoh Tjempögö (Schwefelboden) oder Tanoh Bau (Stinkboden) genannt.“ [1])

Bur Senubong.

Derselbe wurde oben bereits erwähnt und liegt etwa 18 km vom Gunung Losèr und 20 km S z. O von G. Api entfernt.

Im SO und S vom Tawar-See ragen noch empor der Bur-ni-Këra 1915 m, Bur Mengurōng 1910 m, ein nicht benannter Berg 2532 m und der Bur-ni-Telögö 1928 m. Westlich vom Bur-ni-Telong findet sich noch der Gunung Si Töp Töp 2646 m. Ich habe diese Berge im Hinblick darauf genannt, daß JUNGHUHN einmal den Ausspruch getan hat, alle Berge auf Sumatra, welche die Höhe von 6000 Fuß überschreiten, seien Vulkane. Im großen und ganzen hat er damit bisher Recht behalten, wenngleich sich inzwischen herausgestellt hat, daß der Kalabu kein Vulkan ist, worauf L. HORNER zuerst aufmerksam gemacht hat. [2]) Ferner besteht der 1942 m hohe Batèe Mökurah aus Kalkstein, wie P. J. JANSEN dargetan hat. [3])

Wie aus dem Obenstehenden ersichtlich ist, reicht das vorliegende Material nicht hin, um zu einem abschließenden Urteil über die Anordnung der Vulkane auf Nord-Sumatra zu gelangen. Soviel ist aber sicher, daß die Vulkanenzone keineswegs an der Diamantspitze (Udjung Djambu Ajer) ihr Ende findet, sie bleibt,

---

[1]) a. a. O. S. 11, 12. Auf der dem Werke beigegebenen Karte auch ausdrücklich als Krater bezeichnet.

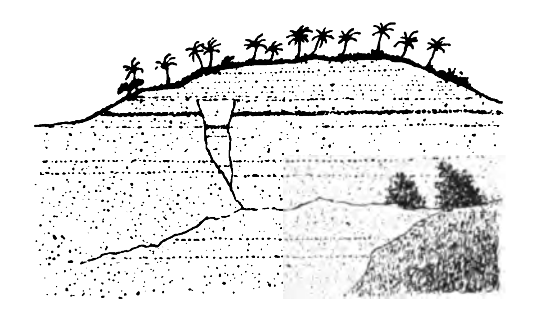
[2]) S. MÜLLER en L. HORNER, Fragmenten uit de reizen en onderzoekingen in Sumatra. Bijdr. t. d. Taal-, Land- en Völkerkunde (1) **2**. 1854, S. 215; vergl. auch E. CARTHAUS in Tijdschr. Kon. Ned. Aardr. Gen. (2) **19**. 1902, S. 584.

[3]) a. a. O. S. 183.

selbst wenn sich das Temian-Gebirge als vulkanischen Ursprungs herausstellen sollte, noch 60 km davon entfernt. Ferner ergibt sich, daß der parallel der Westküste verlaufenden Barisan-Kette einzelne Vulkane aufgesetzt sind, daß sich derartige Berge im Innern der Gajo-Hochfläche vorfinden und auch an deren Nordrande auftreten. An der Nordspitze von Sumatra beschränken sich dagegen die vulkanischen Bildungen auf das rechts vom Atjeh-Tal gelegene Gebiet.

Verfolgen wir die letztgenannten weiter, so stoßen wir zunächst auf das 120 m lange und 85 m breite Eiland (Pulu) Buru oder Malora, das eine Anhäufung von Gesteinen unbekannten Charakters darstellt.[1])

In der weiteren Fortsetzung liegt Pulu Weh. Westpalm schreibt dieser Insel bereits einen vulkanischen Ursprung zu.[2]) Es ist natürlich eine Hyperbel, wenn Augustin de Beaulieu sagt, daß der auf derselben gefundene Schwefel „fournit quasi toute l'Inde pour faire de la poudre".[3]) Das Vorkommen dieses Minerals ist aber sichergestellt. J. A. Hooze erwähnt dasselbe als Kruste auf einem Bimsstein.[4]) E. Heldring nennt als Fundort den SO-Abhang des 588 m hohen Tjot Limau (Lemo) Mati und äußert sich zu gleicher Zeit über das ziemlich reichliche Vorkommen warmer Quellen.[5]) Die bekannteste Therme findet sich an der Peria Laut-Bai. Der Güte des Leutn. z. See F. C. Brust verdanke ich ein Stück des von derselben abgesetzten Schwefels.



[1]) Zeemansgids van den Oost-Indischen Archipel 1. 1904, p. 19.
[2]) a. a. O. p. 82.
[3]) Thévenot a. a. O. S. 99.
[4]) Verslag over de artesische drinkwatervoorziening in Groot-Atjeh. Jaarboek van het Mijnwezen 1878. I, S. 50.
[5]) Poeloe Weh. Tijdschr. K. Nederl. Ardr. Gen. (2) 18. 1900, S. 627, 629.

Ein ausgezeichneter, 15 m hoher Aufschluß von Bimssteinsanden findet sich an der Sabang-Bai in der unmittelbaren Nähe des Hafens, hinter dem Restaurant Alberti (s. das obenstehende am 5. Oktober 1903 von mir aufgenommene Profil.) In diesen Sanden, die nach Atjeh verschifft werden und dort zur Bereitung von Mörtel dienen. finden sich bis faustgroße Stücke eines Hornblendeandesit-Bimssteins. Im übrigen besteht das Ostufer der Bai aus Andesit-Breccien und -Konglomeraten.

In sehr weiter Fortsetzung stößt man, wie ja längst bekannt, auf die beiden im Busen von Bengalen liegenden vulkanischen Inseln Barren Island und Narcondam.[1])

Ebensowenig wie der westliche in dem Glé Radja (Goh Lômo) endigende Teil von Atjeh Vulkane trägt, ist dieses mit den in der Fortsetzung desselben liegenden Inseln der Fall. Es wiederholt sich hier die überall im Indischen Archipel geltende Regel, daß die außenliegenden Inseln nicht vulkanischer Natur sind.

Pulu Kalapa (Gomes) und P. Batëe (P. Batu) sind zwei kleine Inseln, deren Beschaffenheit unbekannt ist.

Es folgen Nasi Besar (Pulu Dödab) und Nasi Ketjil (P. Korössé), über welche lediglich eine Notiz von J. A. Hooze vorliegt, derzufolge auf ihnen dasselbe dunkle Gestein auftritt, wie auf P. Bras.

Pulu Bras (P. Bröeh oder Lampujang).

R. Everwijn erwähnt Diorit (?), Diabas, kalkhaltiges Tongestein, Kalksteinkonglomerat, Horntonstein, sowie Knollen von Opal, endlich Serpentin und Serpentinbreccie, diese an der Nordküste anstehend.[2]) H. Crétier weist Malachit und etwas gediegen Kupfer von einem Hügel an der Lembalei-Bucht nach.[3])

J. A. Hooze behauptet demgegenüber, daß hier Basaltlava auftritt, deren Stromrichtung er sogar festzustellen sucht. In diesem „dunklen Gesteine" findet er Blasenräume mit einem weichen glimmerartigen Minerale, das an „Diallag" erinnert, ebenso „Zeolithe, gewöhnlich von grasgrüner Farbe." Auch beobachtet er an der Südseite der Westbai „einen Felsitgang den

---

[1]) Die Inseln Ramri, Tjeduba und Reguain sind, wie leider noch immer hervorgehoben werden muß, nicht vulkanisch.

[2]) Mededeeling naar aanleiding van door Dr. A. G. Vorderman ingezonden gesteenten en ertsen van Poeloe Bras. Natuurk. Tijdschr. Ned. Ind. **35**. 1875, S. 190.

[3]) Bydragen uit het scheikundig laboratorium van het hoofdbureau van het Mijnwezen te Batavia. Jaarboek van het Mijnwezen 1880. **2**. S. 99.

Basalt durchbrechend“ und „einen ebensolchen Felsitgang, aus einem grünlichweißen Gestein bestehend“ in der Lembalei-Bai. [1])

Es möge noch daran erinnert werden, daß in der Fortsetzung dieser Inselgruppe die Nikobaren erscheinen, auf denen ebenfalls Serpentin verbreitet ist. [2])

---

[1]) a. a. O.S. 49.

[2]) Reise der österreichischen Fregatte Novara um die Erde. Geolog. Teil. 2. von F. von Hochstetter. Wien 1866, S. 94.

8. Die catalonischen Vulkane.

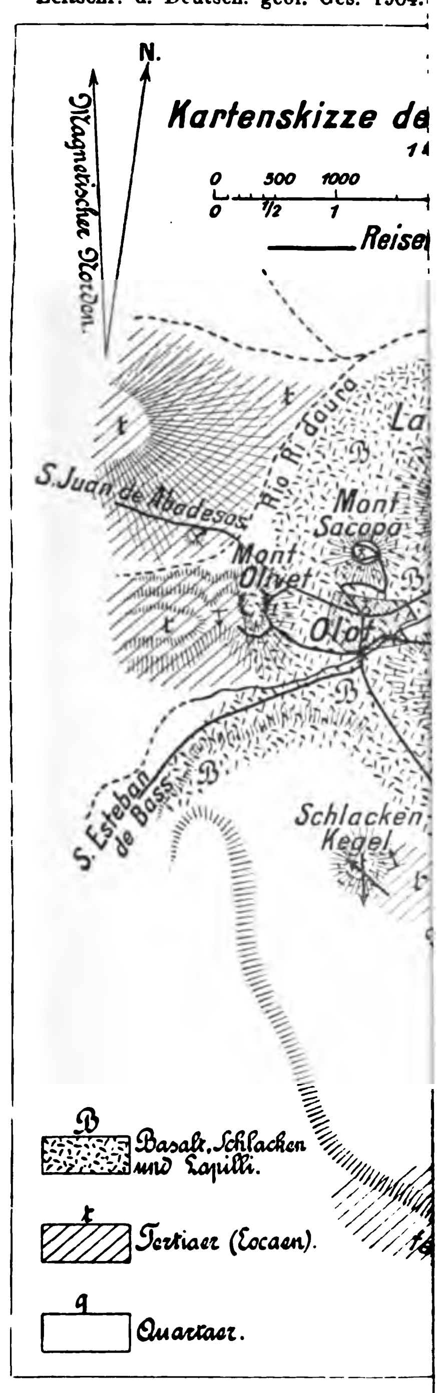
Von Herrn Karl Sapper in Tübingen.

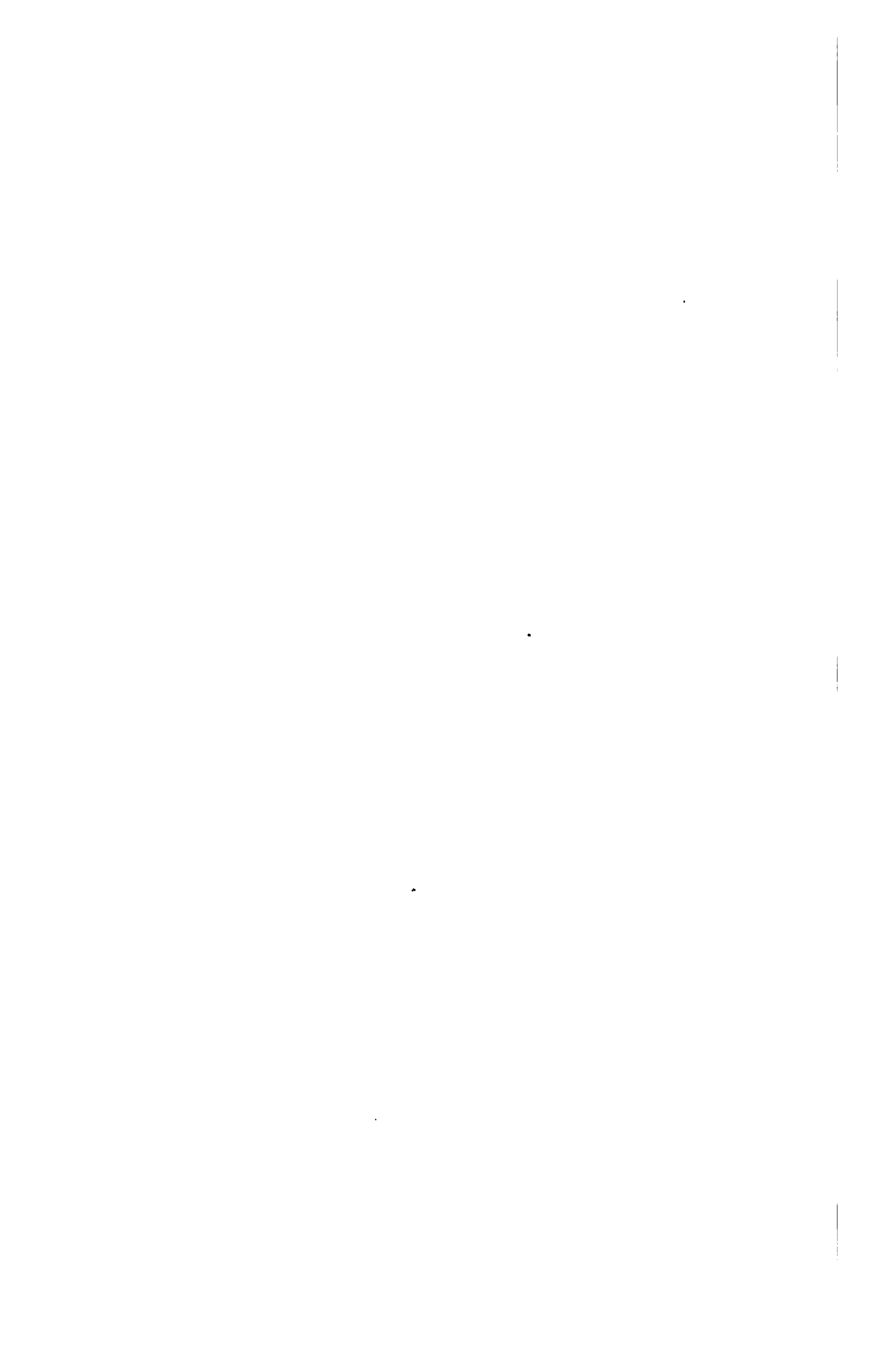
Hierzu Taf. XIV u. 1 Textfig.

In der catalonischen Provinz Gerona beobachtet man eine ganze Anzahl mehr oder weniger ausgedehnter Basaltströme, sowie etliche gut erhaltene Schlackenkegel, welche letztere sich in der Gegend von Olot zusammendrängen. Diese kleinen Vulkane sind schon 1796, ausführlicher 1841 von Francisco Bolos beschrieben worden; Lyell, de Billy, Willkomm, Stuart-Menteath, Vidal u. a. haben sich späterhin damit beschäftigt, letztere beide gelegentlich einer Exkursion der französischen geologischen Gesellschaft[1]; am ausführlichsten aber hat sie L. Carez[2]) beschrieben. Ich kann seinen Ausführungen fast überall beistimmen; nur in wenigen Fällen bin ich in der Lage, seine Darstellung zu berichtigen, und mehrfach kann ich neue Einzelheiten über die vulkanischen Gebilde von Olot mitteilen, wie nachstehende Zeilen zeigen werden. Leider war mein Aufenthalt in Olot und Umgebung nur von kurzer Dauer (20.—23. Sept. 1903) und zudem von häufigen Regenfällen beeinträchtigt, sodaß ich mich fast ganz auf das Studium der kleinen Schlackenkegel beschränken mußte und auf eine genauere Kartierung des Gebiets und Untersuchung der Basaltströme und -decken verzichtete. Eine Kartierung ist schon dadurch wesentlich erschwert, daß eine brauchbare topographische Grundlage fehlt und daher die topographische Aufnahme mit der geologischen Hand in Hand gehen mußte. Die relativ beste, aber noch keineswegs zuverlässige Kartenskizze des Gebiets ist in dem Plan des Flußsystems des Fluviá (1 : 200 000) enthalten, der dem Catálech der Exposició Regional Olotina 1903 beigegeben ist. Die Vorstudien für die Bahn Gerona—S. Feliu, die später bis Olot verlängert werden soll, würden sicherlich für die kartographische Darstellung des Gebiets viel brauchbares Material von völliger Zuverlässigkeit bieten; sie sind mir aber leider nicht zugänglich

[1]) Bull. Soc. géol. France (3) **26**. 1898, S. 674ff. S. 679.
[2]) „Etude des terrains crétacés et tertiaires du Nord de l'Espagne" Paris 1881, S. 299ff.

Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1904.





gewesen, weshalb ich meine Kartenskizze auf eigene Itineraraufnahmen stützen muß: die Entfernungen wurden durch Schrittezählen bestimmt, die Richtungen durch Peilen mit dem Handkompaß, die Höhen durch Aneroidablesungen. Leider hatte ich bei Besuch des Montolivet und des Torre de las Bisarocas mein Aneroid nicht zur Hand, und in einem Falle (Kraterboden des Vulkans von S. Margarida) ist mir die Ablesung abhanden gekommen, sodaß ich in diesen Fällen auf Schätzung angewiesen bin.

Die ganze Umgebung von Olot besteht aus Tertiär (Eocän), dessen Schichten zwar zumeist flach geneigt sind, aber durch ziemlich häufigen Wechsel des Streichens und Fallens bekunden, daß die tektonischen Verhältnisse nicht ganz einfach sind. In den Vertiefungen des Geländes finden sich quartäre Ablagerungen von geringer Mächtigkeit, und über denselben erst breiten sich die Basaltlavaströme von Castellfollit und Las Planas aus, wie schon Francisco Bolos und eingehender L. Carez[1]) nachgewiesen haben. Man erkennt dies Lagerungsverhältnis sehr deutlich bei Castellfollit an dem Steilabfall vom Dorf zum Rio Fluviá hin: den oberen Teil des Profils nehmen die in schöne Säulen gegliederten Basaltmassen ein; L. Carez hat fünf übereinander angeordnete Reihen von Prismen zu unterscheiden vermocht. Diese etwa 30 m mächtige Basaltmasse ruht auf einer ca. 8—10 m mächtigen Lage horizontal-plattig abgesonderten Basalts, der in seinen unteren Lagen ziemlich porös ist und in stark blasigen Fetzen sich in die Unebenheiten der quartären Geröllooberfläche einzwängt. Die Berührungsstelle zwischen dem plattig und dem prismatisch abgesonderten Basalte konnte ich nirgends erreichen, weshalb ich nicht ganz sicher bin, ob der prismatische Basalt einem jüngeren Lavastrom angehört, der über den plattig abgesonderten älteren hinweggeflossen wäre.

Jenseits des kleinen Bachs, der östlich von dem großen Steilabbruch von der rechten Flußseite her in den Rio Fluviá mündet, bemerkt man einen kleinen Basalthügel, den ich wegen Zeitmangels freilich nicht besucht habe. Es unterliegt keinem Zweifel, daß derselbe früher mit der Hauptbasaltmasse zusammenhing und erst durch das Einschneiden des Baches davon getrennt wurde.

Der Lavastrom von Castellfollit stammt nach Angabe L. Carez'[2]) von der Garrinada. Er müßte demnach von genanntem Vulkan aus sich nordwärts und später im Tal des

[1]) a. a. O. S. 802 f. und Pl. 1, f. 7.
[2]) a. a. O. S. 802.

Fluviá ostwärts gewendet haben. Ich konnte diese Mitteilung nicht kontrolieren, glaube aber, daß sie höchstens für den unteren Teil der Lavamasse stimmen kann, denn es scheint mir, daß der obere (jüngere) Teil der Basaltmasse einem Lavastrom angehört, der dem kleinen bisher unbekannten Vulkan A bei Begudá entflossen wäre; mit völliger Bestimmtheit kann ich dies aber nicht versichern, da eine Strecke weit der Ackerboden das Anstehende verhüllt. Die Basaltmassen, die sich nach CAREZ zwischen den drei Vulkanen von Olot und

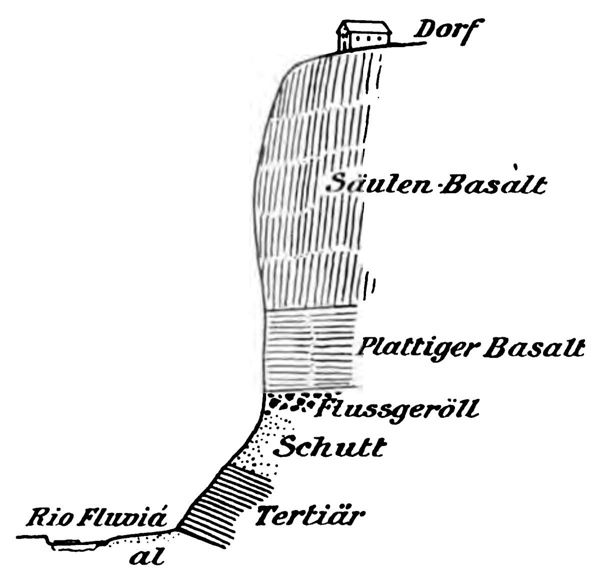


Fig. 1.

dem Rio Ridaura vorfinden, entstammen sicherlich jenen kleinen Feuerbergen, und ebenso ist klar, daß die Lavamassen, die man auf dem Weg von Olot nach S. Margarida de la Cot anstehend trifft, von den Vulkänchen der letztgenannten Lokalität herrühren, aber über die Herkunft der Lavamassen südwestlich und südöstlich von Olot, sowie des schmalen Bandes porösen Basalts östlich von S. Cosme vermag ich keinerlei Auskunft zu geben.

Die kleinen Vulkane des Olot-Gebiets verteilen sich auf zwei Gruppen, eine nördliche in der Nähe der Stadt Olot und eine südliche in der Nähe des Weilers S. Margarida de la Cot. Die nördliche Gruppe besteht aus den drei seit langem bekannten Vulkanen Montolivet, Montsacopa und La Garrinada, sowie aus den

kleinen Schlackenvulkänchen Bisarocas und A[1]) bei Begudá; die südliche Gruppe umfaßt die beiden Vulkane Santa Margarida und Cruz Cat, sowie die Schlackenvulkane B und C. Ob D, wie ich vermute, ein Parasit des S. Margarida ist, und ob E ein Schlackenkegel ist. muß vorläufig unbestimmt bleiben, da ich die beiden Örtlichkeiten nicht besuchen konnte. Am östlichen Abhang von E vermochte ich zwar vom Weg aus flach nach N einfallende Schichten (äußerst wahrscheinlich Tertiär) zu erkennen; aber die Form des Gipfels läßt mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit auf eine Schlackenbedeckung schließen.

Im allgemeinen sind sich die Vulkänchen von Olot und S. Margarida in bezug auf ihre Zusammensetzung sehr ähnlich: sie sind fast ausschließlich von lockeren Schlacken aufgebaut, und nur an der Garrinada beobachtet man auch schlackigen Fels und Schlackenkonglomerate. Ebenso ist die petrographische Beschaffenheit der lockeren und der stromartig geförderten vulkanischen Materialien äußerst einförmig: ausschließlich Basalt. Die Untersuchung von fünf verschiedenen Gesteinsproben im Dünnschliff durch meinen Freund A. Bergeat ergab Feldspatbasalt. Sehr häufig beobachtet man hübsche Bomben, so namentlich auf und in den unregelmäßigen Hügeln westlich von Cruz Cat, aber auch an der Garrinada, am Montolivet und am Schlackenkegelchen A.

Der Montolivet ist der nordwestlichste unter den Vulkanen von Olot. Er ist (nach Carez) mehr als 100 m hoch. Statt eines einfachen Kraters beobachtet man zwei in nordsüdlicher Richtung nebeneinander befindliche Krater, bei welchen beiden die nördliche Kraterumwallung zerstört ist. Da die südliche, kleinere der beiden Kratervertiefungen nicht deutlich erhalten ist, so konnte ich das Altersverhältnis beider nicht feststellen. Während der Bildung des Montolivet muß starker Westwind geherrscht haben, sodaß nur wenig Auswurfsmaterial auf die Westseite fiel und der Krater sich daher unmittelbar an den tertiären Gebirgszug anlehnt. Dagegen sind ostwärts große Massen von Auswürflingen gefallen und haben eine relativ hohe und auffallend breite, nicht ganz regelmäßige Umwallung geschaffen, deren Oberfläche übrigens stellenweise durch menschlichen Eingriff (Erbauung eines Verteidigungsturms) etwas verändert worden ist. Der Breitendurchmesser des Hauptkraters (im Norden) mag etwa 300 m betragen.

[1]) Die Vulkänchen, deren Name ich bei meiner Unkenntnis des Catalonischen von den Anwohnern nicht in Erfahrung bringen konnte, habe ich nach Buchstaben unterschieden.

In geringer Entfernung ostnordöstlich vom Montolivet erhebt sich der sehr regelmäßige gebaute Vulkan Montsacopa etwa 60 m hoch. Er besteht durchaus aus Schlacken und Sanden, während Tertiär sich nirgends an dem Aufbau des topographischen Gebildes beteiligt. Kompakte Laven sind nach L. Carez[1]) am Fuß des Berges vorhanden; es muß dies auf der von mir nicht besuchten Nordseite der Fall sein, denn auf der Südseite fördert auch die tiefe, unmittelbar hinter dem Friedhof angelegte Steingrube nur Schlacken und Lapilli zutage. Die Kratereinsenkung ist flach, kreisrund, etwa 120 m im Durchmesser; der tiefste Punkt des Kraters mag 6 bis 8 m unter dem höchsten Punkt der breiten Umwallung liegen. Letztere ist freilich durch menschliche Eingriffe offenbar etwas verändert, namentlich auf der Südseite, wo die Wallfahrtskirche des Hl. Franciscus (San Frances) erbaut ist. Aber trotz dieser künstlichen Umgestaltung ist doch noch mit Sicherheit festzustellen, daß der südliche Teil der Umwallung, auf der die genannte Kirche steht, sehr viel breiter ist (ca. 30 m) als die übrigen Teile, womit der Schluß berechtigt ist, daß z. Z. der Aufschüttung dieses Vulkans nördliche Windströmungen geherrscht haben müssen, aber Windströmungen von mäßiger Stärke, da sonst bedeutsamere Abweichungen von der regelmäßigen Gestalt zu beobachten sein müßten.

Der östliche Abhang des Montsacopa berührt sich mit dem westlichen des Vulkans La Garrinada, dessen Gipfel sich etwa 125 m über die Umgebung erhebt. Dieser Vulkan ist wesentlich unregelmäßiger in seiner Gestalt als der Montsacopa, besteht auch nicht ausschließlich aus lockeren Auswürflingen, vielmehr zeigen die nördlichen Gipfelpartien des Berges porösen Basaltfels und ein Konglomerat von gerundeten Basaltbrocken, die in basaltischem Zement verkittet sind.

Die Unregelmäßigkeit der Gestalt der Garrinada rührt einmal davon her, daß während der Bildung des Berges mäßige Westwinde geherrscht haben und daher die östliche Umwallung etwas höher und breiter geworden ist, als die westliche; hauptsächlich aber davon, daß der Eruptionspunkt sich mehrfach verschoben hat und infolgedessen drei verschiedene Krater in nordsüdlicher Richtung nebeneinander entstanden sind. Vom nördlichsten dieser Einzelkrater (III) ist nur noch die südliche Hälfte erhalten. Der Querdurchmesser mag etwa 150 m betragen; der tiefste Punkt des erhaltenen Teiles des Kraterbodens dürfte etwa 45 m unterhalb des Berggipfels, etwa 10 m unterhalb der niedrigsten,

[1]) a. a. O. S. 800.

durch ein Haus gekrönten Einsattlung der südlichen Kraterumwallung liegen.

Der mittlere Krater (II) ist ursprünglich ziemlich kreisrund gewesen, der südliche Teil der Umwallung ist aber — wohl infolge der Entstehung des Südkraters — nicht mehr vorhanden. Der Durchmesser des Mittelkraters ist etwa 240 m. Der ebene Kraterboden dehnt sich in einer Höhe aus, die etwa 60 m unter dem Berggipfel sich befindet.

Der Südkrater (I), Durchmesser gegen 300 m, ist der besterhaltene von allen, indem auch auf seiner Südseite die Umwallung, freilich in sehr geringer Höhe, erhalten geblieben ist. Der Boden des Südkraters dürfte sich etwa 120 m unterhalb des Berggipfels befinden; der tiefste südliche Teil der Umwallung mag wenig mehr als 2 m höher liegen als der Kraterboden. In den Kellern des nahe dabei stehenden Hofes befinden sich mehrere „Bufadores", d. i. Löcher, aus denen z. Z. der stärksten Tageshitze kühle atmosphärische Luft mit ziemlicher Geschwindigkeit hervorströmt [1]) Die Form des Kraterbodens ist ungefähr, elliptisch nach Norden gestreckt; der Abschluß gegen Süden ist fast geradlinig.

Mit voller Sicherheit läßt sich die Altersfolge der drei Krater nicht feststellen; wahrscheinlich ist aber, daß, dem mangelhaften Erhaltungszustand nach zu schließen, der nördliche Krater der älteste ist, während der schönerhaltene Südkrater der jüngste sein dürfte. Leider ist an der Stelle, wo die Nordwand des Südkraters an den ebenen Boden des Mittelkraters anstößt, kein Rest einer Wallerhebung sichtbar, deren Form (konvex oder konkav) ein sicheres Urteil über dies Altersverhältnis der beiden Nachbargebilde erlauben würde.

Etwa 1 km südlich von der Garrinada erhebt sich aus der Basaltdecke, die den Berghang südöstlich von Olot bekleidet, eine niedrige, hufeisenförmig geschwungene, aus porösem, schlackenhaftem Basalt bestehende Erhebung, deren nordwestliches Ende von einem alten Turm gekrönt ist (Torre de las Bisarocas). Die gegen Norden geöffnete ebene Einsenkung inmitten dieser hufeisenförmigen Erhebung ist von Feldern eingenommen, gerade so wie die Kraterböden der Garrinada und des Montsacopa. Das Ganze ist als ein recht schlecht erhaltener Überrest eines Kraters anzusehen, dessen Durchmesser etwa 100 m betragen mag.

Das letzte bisher bekannte Glied der nördlichen Vulka-

---

[1]) Ähnliche Bufadores befinden sich nach RAMON BOLOS (Catalog der Olotiner Ausstellung, S. 28) bei Las Feixas, Pont (Sant Cristófol), Ventós, Coromina de las Fonts u. a. Orten der Costa de Batet.

gruppe von Olot ist der kleine Schlackenkegel A beim Weiler Begudá, etwa 2 km östlich von der Garrinada. Die Eigenhöhe dieses Schlackenhügels, der aus lockeren Schlacken, Bomben und Fladenstücken aufgebaut ist, dürfte 20 m wenig überschreiten. Eine eigentliche Kratervertiefung ist nicht vorhanden, wohl aber sieht man an einem ziemlich tiefen, künstlich geschaffenen Aufschluß (Sandgrube) sehr schön die nach außen hin abfallenden Schlackenschichten, die mit Sicherheit beweisen, daß ein Lockerausbruch an eben dieser Stelle stattgefunden und den Hügel aufgeschichtet hat. Möglicherweise sind durch den erwähnten menschlichen Eingriff auch früher vorhandene Andeutungen eines Kraters zerstört worden.

Die südliche Vulkangruppe von Olot befindet sich $2^1/_2$ bis 5 km südsüdöstlich von der genannten Stadt, in der Umgebung des Dorfes Santa Margarida de la Cot. Der besterhaltene Vulkan dieser Gruppe ist der südlichste, den L. Carez als Vulkan von S. Margarida beschrieben hat.[1]) Bei seiner Bildung muß sehr heftiger SW-Wind geherrscht, so heftig, daß er imstande war, die geförderten Ausbruchsmassen unmittelbar nach Nordosten zu entführen. Die Folge davon ist, daß das südwestliche Drittel der Kraterumwallung gar nicht aus Eruptivmassen besteht, sondern aus anstehendem tertiärem Sandstein und Kalk; gegen das Innere des Kraters zu ist hier der Abfall regelmäßig gekrümmt und steil, wie er es bei einem Maar sein würde, aber der Kamm dieses Teiles der Umwallung ist naturgemäß ziemlich unregelmäßig, indem einzelne Erhebungen wieder durch Vertiefungen getrennt sind. Die tiefste Einsenkung dieses Südwestteiles der Umwallung liegt 18 m unter der höchsten Erhebung dieses sedimentären Wallstückes, aber 24 m unter dem höchsten Gipfel des vulkanischen Teiles der Umwallung, jedoch immerhin noch gegen 30 m über dem tiefsten Punkt des Kraterbodens.

Der von lockeren Auswürflingen gebildete nordöstliche Teil des Kraterwalls ist recht regelmäßig gestaltet, zeigt aber zwei ungefähr gleich hohe Gipfelerhebungen (östlich und nordöstlich vom Kraterzentrum) ca. 750 m überm Meer, ca. 30 m über der tiefsten nördlichen Einsenkung des Kraterwalls und etwa 150 m über dem Talkessel von Cot (die Kirche von Cot liegt etwa 630 m überm Meer am Süd-Grat von C.).

Die südwestliche Windströmung, die z. Z. des Ausbruchs herrschte, hat auch dem ganzen Krater eine nach NO gerichtete elliptische Gestalt gegeben. Die Längsaxe ist ca. 400 m, die

[1]) a. a. O. S. 801.

Queraxe ca. 350 m lang. Der Kraterboden ist nicht eben, sondern flach eingebaucht; er mag etwa 200 m Durchmesser zeigen. Er ist, wie bei den meisten gut erhaltenen Kratern des Olotgebiets, von Feldern bestanden, während die Berghänge nur als Weideflächen benutzt werden können.

Die während des Ausbruchs herrschenden südwestlichen Windströmungen haben natürlich die lockeren Auswurfsmassen auch in nordöstlicher Richtung über das Gelände verstreut und den tertiären Kern des Gebiets verhüllt; 900 m NNO. vom Kratermittelpunkt, da wo der Weg nach S. Pau einen scharfen Bogen beschreibt, ist die Lapillischicht noch etwa 4 m mächtig.

Ob die ebenfalls mit schwarzen Lapillis überdeckte rundliche Erhebung D am Nordfuß des Berges ein kleiner Parasit oder im Kern nur eine sedimentäre Erhebung ist, ist, wie schon oben erwähnt, noch nicht festgestellt.

Wie der Vulkan von S. Margarida z. T. noch die Sedimentärformation zutage treten läßt, so auch der Vulkan C, von welchem aber nur etwa ein Drittel der ehemaligen Kraterumwallung erhalten ist; C erhebt sich etwa 100 m über den Talkessel von Cot.

Rein vulkanischen Aufbau zeigen die beiden Vulkangebilde nördlich und nordöstlich von Cot: B und Cruz Cat. Ersterer ist ein sehr regelmäßig geformtes Vulkänchen, das dem Westrand eines flach nach Norden ansteigenden Plateaus aufsitzt. Die Folge dieser Lage ist, daß seine westlichen Hänge wesentlich tiefer herabreichen, als seine östlichen: der Kraterrand erhebt sich nur um etwa 15 m über das Gelände im Osten. Wenn dadurch eine gewisse Unregelmäßigkeit der Form bedingt ist, so ist dagegen die Ausgestaltung des flachen Kraterchens und seiner Umwallung äußerst regelmäßig: Form kreisrund, Durchmesser etwa 30 m; im Norden und Süden flache Einsenkungen, im Osten und Westen flache Erhebungen der wulstförmigen Kraterumwallung. Die tiefste Einsenkung der Umwallung befindet sich im Süden, etwa 2 m über dem tiefsten Punkt des Kraterbodens, ca. 3 m unter dem höchsten westlichen Gipfel der Umwallung, der etwa 645 m überm Meer liegt.

Der größte Vulkan des ganzen Gebiets ist der Cruz Cat, dessen von einem alten Rundturm gekrönter Gipfel sich ca. 780 m über das Niveau des Meeres, 180 m über den Talkessel von Cot, ca. 160 m über seine unmittelbare Umgebung, erhebt. Sein Erhaltungszustand ist mangelhaft, denn der westliche Teil seiner Umwallung ist vollständig verschwunden, sodaß der Berg die Gestalt eines langgestreckten Hufeisens zeigt. Der höchste Gipfel befindet sich im Osten, gegenüber der Krateröffnung,

wie häufig bei derartigen Vulkanruinen. Der Krater dürfte früh
eine etwa von WNW nach OSO gestreckte elliptische Gesta
besessen haben; der Querdurchmesser beträgt etwa 350 m. D
von Wald und Schafweiden bestandene Vulkan scheint durchau
aus Schlacken zu bestehen. Dagegen sind von seinem westliche
Fuß mächtige Lavaströme ausgegangen, und zahlreiche, aus Schlacke
und Bomben aufgebaute, unregelmäßig geformte Hügel westlic
von Cruz Cat deuten auf eigenartige und sehr intensive Eruptions
tätigkeit in dieser Gegend hin. Besonders reich an schöne
Bomben[1]) sind diese Hügelchen in der Nähe des vierten Kilometer
steins an der Hauptstraße Olot—Santa Pau. Die Lavaströme
auf denen man auf genanntem Weg dahinschreitet, sind vo
Cruz Cat und dessen Nachbarschaft ausgegangen. Ein Lava-
strom ist auch vom Kraterausgang des Cruz Cat direkt nach
Norden geflossen und man beobachtet südlich von B, westlich
von dem B benachbarten Hof, den Steilrand desselben. Eine
genauere Untersuchung und kartographische Fixierung dieser
Lavaströme konnte ich aber bei der Kürze meines Aufenthalts
nicht ausführen. Ich kann daher angesichts dieser Tatsache und
der Möglichkeit, daß noch mancherlei interessante vulkanische
Vorkommnisse bei genauerer Untersuchung in dieser leicht zu-
gänglichen Gegend entdeckt werden dürften, eine genaue Aufnahme
des interessanten Vulkangebiets von Olot nur dringend empfehlen.

[1]) Einige Proben solcher Bomben befinden sich nun in der Sammlung des geologischen u. des geographischen Instituts der Universität Tübingen.

irfte frü
che Gest
50 m. H
it durchau
n westlich
s Schlack
el westl
Eruptio
an schö
Kilomet
Lavastro
sind
Ein La
irekt n
, westl
pen. E
ng die
Aufenth
sache v
ulkanis
leicht
Aufnah
empfehl

an in
stituts

Erklärung der Tafel XVI.

Bei allen Figuren ist der abgekante Teil der Kauplatte unten.

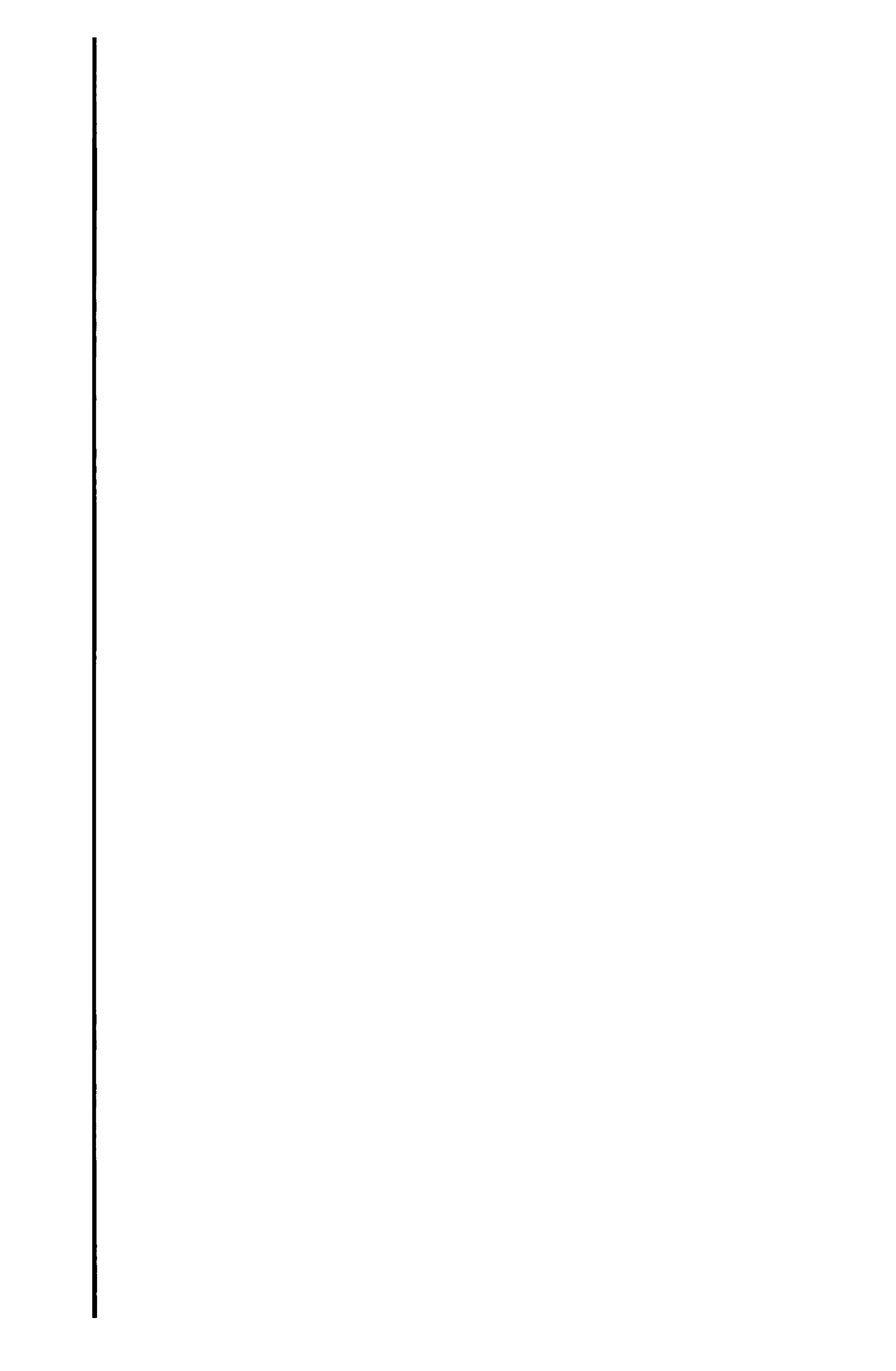
Fig. 1. Obere Kauplatte von *Myliobatis Dixoni* AG., OR., EX. zu *eurecodon* SCHAFH., vom Kressenberg, mit Längs- und Querschnitt, nat. Gr.

Fig. 2. Obere Kauplatte von *Myliobatis Dixoni* AG. vom Kressenberg, mit Längs- und Querschnitt, nat. Gr.

Fig. 3. Untere Kauplatte von *Myliobatis Dixoni* AG. vom Grünten, mit Querschnitt, nat. Gr.

Fig. 4. Obere Kauplatte von *Myliobatis striatus* BUCKLAND vom Kressenberg, mit Längs- und Querschnitt, nat. Gr

Die Originale befinden sich in der paläont. geol. Sammlung in München.



Erklärung der Tafel XVI.

Bei allen Figuren ist der abgekaute Teil der Kauplatte unten.

Fig. 1. Obere Kauplatte von *Myliobatis Dixoni* AG., OR., Ex. z[illegible] *eureodon* SCHAFH., vom Kressenberg, mit Längs- und Quer[illegible] schnitt, nat. Gr.

Fig. 2. Obere Kauplatte von *Myliobatis Dixoni* AG. vom Kressenber[illegible] mit Längs- und Querschnitt, nat. Gr.

Fig. 3. Untere Kauplatte von *Myliobatis Dixoni* AG. vom Grünte[illegible] mit Querschnitt, nat. Gr.

Fig. 4. Obere Kauplatte von *Myliobatis striatus* BUCKLAND vo[illegible] Kressenberg, mit Längs- und Querschnitt, nat. Gr.

Die Originale befinden sich in der paläont. geol. Sammlung in Münche[illegible]

einer zoologischen Station Exemplare zu erhalten, mißglückte auch, ferner ließen sich an Alkohol-Exemplaren die Gebisse nicht recht studieren, und die Abbildungen wie die Beschreibungen erwiesen sich z. T. als ungenügend oder unzuverlässig; ich kann also leider auf Grund meines geringen rezenten und größeren fossilen Materials und mit Hilfe der reichen Literatur über fossile Reste nur einige Ergänzungen zu SMITH WOODWARDS Ausführungen liefern. Die hier zu beschreibenden Fossilien stammen übrigens alle aus den mitteleocänen Eisenoolithen[1]) meist vom Kressenberg, wenige vom Grünten und befinden sich bis auf das Original von *M. pressidens* H. v. M. aus der Stuttgarter Sammlung und wenigen Stücken aus der Sammlung des hiesigen Oberbergamtes in der paläontologischen und geologischen Staatssammlung (M.).

All den Herren, die mir zur Beschaffung des Materials behilflich waren, sage ich an dieser Stelle meinen besten Dank. Dem leider kürzlich verstorbenen Prof. HILGENDORF kann ich nur nachrühmen, daß er, wie stets liebenswürdig und zuvorkommend, trotz seiner körperlichen Hinfälligkeit kurz vor seinem Tode sich abmühte, mir die erwähnten rezenten Exemplare von *Myliobatis* zu verschaffen.

Myliobatis CUVIER.

Myliobatis aquila RISSO.

Diese vor allem aus dem Mittelmeer bekannte Art wird von MÜLLER und HENLE[2]) eingehend charakterisiert, was GÜNTHER[3]) nur kurz repetiert. Das uns speziell interessierende Gebiß ist vielfach abgebildet und ich konnte es an den in der Tabelle S. 264 genannten Exemplaren der Berliner zoologischen Sammlung studieren, wobei ich die von TREUENFELS[4]) angegebenen Maße mit verwertete.

JÄKEL[5]) publizierte schon einige wichtige Mitteilungen und Abbildungen über die Ontogenie des Gebisses dieser Art, und der vorher genannte Autor besprach, wie schon HARLESS 1850, sie und die Struktur so ausführlich, daß ich nichts zuzufügen habe. Was aber die Form und die Größenverhältnisse der einzelnen Zähne anlangt, so muß ich einiges ergänzen und berichtigen.

Zunächst dürften, ob die gegen die Concreszenz-Theorie gerichteten Ausführungen von TREUENFELS richtig sind oder

---

[1]) Siehe GÜMBEL, Geognost. Beschreibung des bayer. Alpengebirges, Gotha 1861, S. 579—664.
[2]) 1841 S. 176, 177.
[3]) 1870 S. 489.
[4]) 1896 S. 13.
[5]) 1894 S. 130, 131, f. 24, 25.

nicht, die Bezeichnungen lang, breit und dick von manchen Autoren nicht ganz konsequent angewandt sein, denn nach Analogie der Bezeichnungen bei anderen Haien und Rochen, zu denen ja *Zygobatis*, *Hypolophus*, *Rhombodus* etc. zum mindesten morphologisch überleiten, muß von Länge in der Kieferlängsachse, von Dicke in der Quer- und von Höhe in der Vertikalachse gesprochen werden. Es empfiehlt sich also nicht, von den Querreihen, die hier wie normal bei den Elasmobranchiern linguobuccal vorrücken, auszugehen, sondern die Maße so zu bezeichnen, wie sonst in der Ordnung.

Jäkel[1]) und Treuenfels zeigten vor allem, daß die Mittelzähne in früher Jugend kaum größer als die seitlichen sind, was wohl bei allen *Myliobatis*-Arten so sein wird. Indem dann zwar alle Dimensionen der seitlichen Zähne und Dicke und Höhe der mittleren allmählich zunehmen, die Länge der letzteren aber sehr stark, wird bei *M. aquila* nach älteren Autoren ein Verhältnis von Länge zur Dicke der Mittelzähne (Verhältnis 1 der Tabellen) von 4—6 : 1. nach Treuenfels[2]) aber von 6—7 : 1 und nach dem Gebiß IV seiner Tabelle sogar von 10,5 : 1 erreicht. Diese Tabelle zeigt übrigens auch, wie verschiedene Resultate eine Messung ergibt, je nachdem sie buccal oder lingual vorgenommen wird, und daß die Länge der Mittelzähne auch bei großen Exemplaren noch zunimmt, daß also die Seitenränder der Kauplatten auch bei ihnen nicht parallel sind oder gar nach hinten konvergieren, wie Issel[3]) angab.

Smith Woodward[4]) hat dem Anwachsen des Verhältnisses 1 mit dem Lebensalter d. h. mit der Größenzunahme bei seinen Reihen fossiler Arten schon Rechnung getragen, und danach wäre es bei gleicher Länge der Mittelzähne unten und oben oft sehr verschieden, z. B. bei *M. Dixoni* VIII, IX unten und VI—VIII oben.[5]) Meine Tabelle zeigt nun, daß bei *M. aquila* und einer anderen rezenten Art außer in früher Jugend die obere Kauplatte in der Transversalrichtung ein wenig bis etwas größer ist, als die untere desselben Individuums, wie schon Müller und Henle[6]) angaben, und daß dies durch größere Länge der oberen Mittelzähne bedingt ist, während die beiderseitigen drei Reihen von

[1]) a. a. O.
[2]) a. a. O. S. 8.
[3]) a. a. O. S. 815.
[4]) a. a. O.
[5]) Das Stadium II (oben) dieser Art fällt übrigens aus der Reihe, und bei *M. striatus* ist das Verhältnis 1 bei I unten wie bei II oben, obwohl bei letzterem die Mittelzähne $2^1/_2$ mal so lang sind als unten. Es ist darauf später noch zurückzukommen.
[6]) a. a. O.

Seitenzähnen oben sogar weniger Raum einnehmen als unten. Dem entspricht dann, daß das gleiche Verhältnis unten und oben ziemlich verschieden sein kann; eine Gesetzmäßigkeit konnte ich aber leider darin nicht feststellen. Es sind demnach die Verhältniszahlen der Mittelzähne nur bei Angabe der absoluten Größe und auch dann nur mit Vorsicht zu verwerten.

Wichtiger dürften die Seitenzähne sein, denn bei ihnen scheint mir entgegen den Angaben von Issel[1]) größere Konstanz zu herrschen. Sie sind bei *M. aquila* eher länger als dick und haben dementsprechend wie die Mittelzähne seitlich spitze Winkel und sind rhombisch, bis auf die Randzähne, die fünfeckig und, wie anscheinend stets, am Seitenrande gerade abgestutzt sind. Sowohl Harless[2]), P. Gervais[3]) und Giebel[4]) als Treuenfels[5]) geben diese rhombische, eben quergestreckte Form richtig an, auch Müller und Henle[6]) bezeichnet sie als viereckig, in der von Harless[7]) und Treuenfels[8]) kopierten Abbildung von Owen[9]) und in Agassiz[10]) sind aber die Seitenzähne sechseckig und seitlich stumpfwinklig, doch sagt der letztere (S. 317), sie seien unregelmäßig sechseckig, und zeichnet sie wenigstens unten innen spitzwinklig. Da ich nun konstant unten wie oben in verschiedenem Lebensalter stets die gleiche Form der Seitenzähne fand, halte ich sie für wichtig und glaube, daß Owen wie Agassiz die Gebisse anderer Arten abbildeten und daß die von Issel[11]) beobachtete Formänderung der Seitenzähne nur gering sein kann.

Recht konstant scheint mir dann bei *M. aquila* zu sein, daß die Mittelzähne unten gerade, oben median etwas rückgebogen sind und daß die Kauplatte unten nur ganz wenig, oben etwas quergewölbt, buccolingual aber unten nur etwas, oben stark gewölbt ist. Die Wurzelleisten konnte ich leider nur bei einer oberen Kauplatte sehen, wo sie dicht ohne stärkere transversale Unterbrechungen an den Zahngrenzen stehen und unter jedem Seitenzahn in der Dreizahl vorhanden und alle einfach sind.

Ein Skelet in Alkohol Nr. 8646 und ein trockenes Skelet Nr. 18 003 der Berliner zoologischen Sammlung, beide als *M. aquila* bezeichnet, zeigen zwar viel Ähnlichkeit mit dieser

---

1) a. a. O. S. 816.
2) S. 850 t. 25 f. 4.
3) 1852 t. 29 f. 9, 10.
4) 1855 S. 117 t. 48 f. 4.
5) a. a. O. S. 3 t. 1 f. 2.
6) a. a. O.
7) t. 25 f. 1.
8) a. a. O. t. 1 f. 1.
9) 1840 t. 25 f. 1.
10) a. a. O. t. D. f. 9, 10.
11) a. a. O. S. 816.

Art und haben dasselbe Verhältnis 1, aber bei ersterem sind die unteren Mittelzähne etwas rückgebogen und die Querwölbung ist stärker, und vor allem sind bei beiden oben und unten die Seitenecken stumpfwinklig und die Seitenzähne schräg sechseckig und gestreckt, wie etwa bei *M. ligusticus* ISSEL[1]). Da das Trockenskelet nicht größer ist als einige der echten *M. aquila*-Exemplare, kann hier ISSELS[2]) Angabe über die Formänderung der Seitenzähne nicht zutreffen, und es können diese Exemplare nicht zu *M. aquila* gehören. Sekundäre Geschlechtsunterschiede im Gebiß fand ich übrigens nicht.

Wenn ferner ISSEL[3]) angibt, daß die Kauplatten wie Mühlsteine funktionieren und daß vorn die Seitenzähne zuerst ausfallen, so ist das richtig, dagegen kann ich seine Beobachtung[4]), daß bei jungen Zähnen die Nähte schwach zackig seien, nicht bestätigen, sondern im Gegenteil diejenige von SMITH WOODWARD[5]), daß die Nähte durch Abreiben oder Kauen zackig werden. Auch sonst kann ich den Bemerkungen des letzteren über die Abnutzung, also vor allem über den systematischen Unwert der Punktierung, die durch Anschleifen der Vasodentinkanäle entsteht, nur beipflichten und möchte noch besonders betonen, daß man im abgekauten Teil nicht messen darf, da man hier ganz falsche Verhältnisse bekommt. Die Abkauungsfläche ist ja oben ziemlich eben, unten aber mehr oder weniger konkav und hat hier eine nach innen stark konvexe Grenzlinie, entsprechend der starken Wölbung der oberen Kauplatte.

Ich kann also die Ausführungen von SMITH WOODWARD nur bestätigen und in wenigem ergänzen, und mein rezentes Material reicht nicht hin, um den systematischen Wert oder Unwert des Verhaltens der Wurzeln, der Höhe und der Krümmung der Zähne oder gar die Bestimmbarkeit der Hautstacheln festzustellen. Das scheint mir aber gewiß, daß Kauplatten ohne Seitenreihen zwar bestimmt werden können, wenn an den gleichen Lokalitäten vollständige Kauplatten derselben Art gefunden sind, daß aber Aufstellung von Arten auf solche Reste oder die Bestimmung einzelner Zähne nur zu Verwirrungen führt.

Besonders wichtig scheint mir endlich die Erwägung, daß die Myliobatiden zum vagilen Benthos[6]) gehören, also von der Facies des Untergrundes sehr abhängig und nach DÖDERLEIN[7])

---

[1]) a. a. O. S. 320, f. 1.
[2]) a. a. O. S. 316.
[3]) a. a. O. S. 315.
[4]) a. a. O. S. 316.
[5]) a. a. O. S. 38.
[6]) WALTHER, Diese Zeitschr. 1897, 49. S. 218.
[7]) Zeitschr. f. Morphol. u. Anthropol., Stuttgart 1902, 4. S. 394—442.

viel variabler als die nektonischen Elasmobranchier sein dürften.

Fossile Kauplatten von *Myliobatis*.

Wende ich mich nun zur Besprechung der fossilen Gebißreste, so kann ich, da mir die Originale von SCHAFHÄUTL [1]) und H. v. MEYER [2]) vorliegen, sicher feststellen, daß *M. giganteus* SCHAFH. auf eine obere Kauplatte eines *Aëtobatis*, *M. arcuatus* SCHAFH. und *M. eureodon* SCHAFH. auf die eines *Myliobatis* und *M. pressidens* H. v. M. auf eine untere desselben gegründet ist, wobei allerdings betont werden muß, daß sich nach dem derzeitigen Stand der Kenntnisse Gebisse von *Myliobatis* CUVIER und *Promyliobatis* JÄKEL nicht unterscheiden lassen. Besonders mißlich ist aber, daß an all' den Stücken höchstens Zähne der inneren oder zweiten Seitenreihe erhalten sind und daß nur bei dem Original von *M. pressidens* die Basalseite zu studieren ist, daß also die meisten Kauplatten, von welchen übrigens nie eine obere und untere zusammen erhalten sind, nicht ganz sicher bestimmbar sind.

Myliobatis goniopleurus AG.

Myliobatis goniopleurus AGASSIZ 1843, 3. S. 319, Taf. 47, Fig. 9, 10.
„ *pressidens* H. v. M. 1848, S. 149, Taf. 20, Fig. 5, 6.
„ *arcuatus* SCHAFHÄUTL 1863, S. 238, Taf. 62, Fig. 14.
? „ *goniopleurus* A. SMITH WOODWARD 1889, S. 115, Taf. 3, Fig. 5, 5a.

Untere Kauplatte.

Zu H. v. MEYERS genügender Beschreibung und Abbildung seines Originales habe ich nur zu bemerken, daß meine Messungen ein ganz wenig verschiedenes Resultat ergaben [3]) und daß die einfachen, durch Querfurchen nur wenig unterbrochenen Wurzelleisten abgerieben sind, die ursprüngliche Höhe also größer als die gemessene war. Eine kleinere Kauplatte vom Kressenberg in der hiesigen Sammlung [4]) ist zwar der von SMITH WOODWARD [5]) als *striatus* bestimmten sehr ähnlich und besitzt relativ längere Mittelzähne, zeigt aber dieselbe seitliche Abdachung und die Krümmung der Mittelzähne, die sehr tiefe Kaugrube und gestreckte innere Seitenzähne wie MEYERS Original.

Das Original zu AGASSIZ' *M. goniopleurus* aus dem London-Ton von SHEPPEY, das nach SMITH WOODWARD [6]) eine untere Kauplatte ist, gleicht nun zwar in allen erstgenannten Punkten meinen

---

[1]) 1863 S. 237 ff.
[2]) 1848 S. 149 ff.
[3]) siehe Tabelle S. 264.
[4]) Signatur: 1873 3. G 27.
[5]) 1888 S. 48 4. t. 1, f. 7.
[6]) 1888 S. 44.

Stücken, hat aber rhombische Seitenzähne mit gleichseitigem inneren Winkel. SMITH WOODWARD[1]) bemerkt jedoch, daß es stark abgerollt sei und damit könnte die Formdifferenz erklärt werden, denn auch bei anderen mir vorliegenden Exemplaren, die stark abgerieben sind, erscheinen die Seitenzähne viereckig. Er stellt auch[2]) eine untere Kauplatte aus dem Mitteleocän von Bracklesham zu der gleichen Art, obwohl sie hexagonale Seitenzähne mit ungleichseitigem inneren Winkel hat. Dieses Stück unterscheidet sich aber wieder von MEYERS ebenso großem Original durch geringere Dicke der Mittelzähne und Seitenzähne, sowie durch die Wölbung der ersteren.

Von *M. striatus* AG., der im Verhältnis 1 so nahe steht, unterscheiden sich alle diese Exemplare durch das Abfallen der Oberfläche der Mittelzähne zu den Seitenzähnen und von *M. Dixoni* AG., der in der Form der Seitenzähne und der Höhe der Mittelzähne sich gleich verhält, durch die etwas andere Querwölbung und das höhere Verhältnis 1. *M. goniopleurus* AG. erscheint mir also als eine in seiner unteren Kauplatte durch die Höhe, den seitlichen Abfall und die mäßige Streckung der Mittelzähne, das hohe Verhältnis 3 (große Dicke und geringe Länge der inneren Seitenzähne), die stumpfen Seitenwinkel, sowie durch die tiefe Kaugrube charakterisierte Art des englischen Untereocäns. Die zwei Kauplatten vom Kressenberg bilden eine dazu gehörige Varietät, die sich durch hexagonale, mit ungleichseitigem inneren Winkel versehene Seitenzähne unterscheidet und var. *pressidens* heißen muß, und das Stück von Bracklesham repräsentiert wieder eine etwas deutlicher verschiedene Varietät, die ich var. *dubia* nennen möchte.

Wie sich der gleichaltrige *M. Ombonii* BASSANI[3]) dazu ververhält, läßt sich aus den dürftigen Angaben leider nicht ersehen; er hat aber anscheinend ähnliche Seitenzähne. Unter den amerikanischen, besonders den von LEIDY 1877 beschriebenen Kauplatten steht keine im Querschnitt nahe, wohl aber dürfte der miocäne *M. Stokesii* AG. von MALTA verwandt sein.

Obere Kauplatte.

Ist schon die untere Kauplatte von *M. goniopleurus* von der des *M. striatus* fast nur im Querschnitt verschieden, so soll nach SMITH WOODWARD[4]) die obere beider Arten nicht zu trennen sein. Mir scheinen aber doch, wenn auch geringe

---

[1]) a. a. O.
[2]) 1889 S. 115.
[3]) 1876 S. 278, 279.
[4]) 1889 S. 115.

Unterscheidungsmerkmale vorhanden zu sein. Nach Analogie von *M. aquila* müssen ja die Seitenzähne sich oben fast so verhalten wie unten, also dicker sein als bei *M. striatus* (Verhältnis 3 fast = 2) und bei var. *pressidens* hexagonal, und dann muß, nach der unteren Kaugrube zu schließen, die obere Platte besonders stark gewölbt sein. Beides trifft für das hier befindliche Original von *M. arcuatus* SCHAFHÄUTL und ein Stück vom Grünten zu, und so kann ich diese mit SCHAFHÄUTL[1]) und SMITH WOODWARD[2]) zu *M. pressidens* H. v. M., d. h. zu der Varietät von *M. goniopleurus* AG. rechnen, wenn auch das zweite Fossil kaum vom Stadium IV von *M. Dixoni* nach SMITH WOODWARD[3]) zu unterscheiden sein wird. Zu bemerken ist aber, daß die inneren Winkel der Seitenzähne nicht so ungleichseitig sind wie unten, und daß das Verhältnis 1 relativ niederer ist. Von anderen Autoren beschriebene obere Kauplatten wage ich nicht hierher zu stellen, da die Unterschiede von denjenigen von *M. striatus* und *Dixoni* nur zu fein sind.

Myliobatis Dixoni AG.

Myliobatis Dixoni AGASSIZ 1843, S. 319.
„ „ DIXON 1850, S. 298, Taf. 10, Fig. 1, 2, Taf. 11, Fig. 14, Taf. 12, Fig. 3.
„ *contractus* DIXON 1850, S. 200, Taf. 11, Fig. 17.
„ *striatus* DIXON 1850, Taf. 12, Fig. 2.
„ *eureodon* SCHAFHÄUTL 1863, S. 238.
„ *Dixoni* A. SMITH WOODWARD 1888, S. 41, Taf. 1, Fig. 1—4.

Obere Kauplatte (Taf. XVI, Fig. 1, 2).

Diese im Eocän Englands häufige Art ist von AGASSIZ[4]) auf Originale von DIXON[5]) begründet: obere, z. T. recht große Kauplatten, die sich durch große Dicke der Mittelzähne und innersten Seitenzähne auszeichnen. Nach SMITH WOODWARD[6]) gehört vielleicht das Original zu GERVAIS'[7]) dazu, es sind dort leider aber keine Seitenzähne erhalten. DIXONS Stücke zeigen übrigens auch höchstens ihre innerste Reihe, doch bemerkt SMITH WOODWARD[8]), daß drei Reihen von vorn nach hinten gestreckter Seitenzähne vorhanden seien.

Das hier von mir wieder aufgefundene Original zu SCHAFHÄUTLS[9]) *M. eureodon* (s. Fig. 1) und ein gleich großes anderes

[1]) S. 288.
[2]) 1889 S. 128.
[3]) 1888 S. 41.
[4]) S. 319.
[5]) S. 198.
[6]) 1889 S. 119.
[7]) 1852, t. 67, f. 14.
[8]) 1888 S. 41.
[9]) S. 218.

Stück vom Kressenberg zeigen nun in der leider unvollkommen erhaltenen innersten Seitenreihe dieselben Verhältnisse wie DIXONS Originale; die Wölbung der Mittelzähne in transversaler und sagittaler Richtung ist auch stark; sie sind auch ebenso etwas rückgebogen und seitlich ganz stumpfwinklig, nur das Verhältnis 1 ist noch niederer als bei dem entsprechenden Stadium V von SMITH WOODWARD[1]).

Ein noch weit größeres Stück (s. Taf. XVI Fig. 2) würde aber gut zwischen sein Stadium VII und VIII passen, es unterscheidet sich jedoch durch geringere Wölbung und stärkere Biegung der Mittelzähne und etwas anders geformte Seitenzähne von den erstgenannten. Ich glaube alle einfach zu *M. Dixoni* stellen zu dürfen, wenn auch in *eureodon* eine durch besonders langsames Wachstum der Länge der Mittelzähne ausgezeichnete Varietät unterschieden werden könnte.

Da noch mehrere obere Kauplatten, leider ohne Seitenzähne, aber mit gleichartigen Mittelzähnen vom Kressenberg und in der Sammlung des Oberbergamtes auch ein Bruchstück vom Grünten vorliegen, ist die Art offenbar ziemlich häufig gewesen. Charakteristisch für ihre obere Kauplatte ist also die beträchtliche Dicke der Mittel- und hexagonalen Seitenzähne, die aber doch noch geringer als die größte Höhe ist. Das Verhältnis 1 steigt hier bei Mittelzähnen bis zu 40 mm Länge nicht über 4 und selbst bei ganz langen kaum über 5 und das Verhältnis 3 ist wohl stets über 2.

Untere Kauplatte (Taf. XVI, Fig. 3).

Nach SMITH WOODWARD[2]) gehören zu der Art untere Kauplatten, die durch ihre quere Wölbung, die Dicke und Höhe der Mittelzähne sowie Dicke und Kürze der hexagonalen Seitenzähne charakterisiert sind. Sie wurden von DIXON[3]) z. T. als *M. contractus* und *striatus* bezeichnet und finden sich auch im Eocän von Bracklesham und Barton. Auch *M. toliapicus* GEINITZ[4]) gehört nach ersterem[5]) dazu, ich kann ihm darin aber nicht beipflichten, weil dort das Verhältnis 1 zu hoch, 2 und besonders 3 zu nieder ist, und sehe nur eine ganz nahestehende Art darin.

Vom Kressenberg liegen mir zwar einige Stücke vor, die hierher gehören könnten, aber sie sind zu unvollständig; ein in der Tabelle angeführtes würde übrigens besser in die Reihe

---

[1]) 1888 S. 41.
[2]) 1888 S. 41, 42, t. 1, f. 1—4.
[3]) a. a. O.
[4]) 1888 t. 2, f. 2, 2a.
[5]) 1889 S. 109.

von SMITH WOODWARD[1]) passen als sein Stadium IX, dessen Verhältnis 1 wie bei dem erwähnten Original von GEINITZ zu hoch ist.

Ein dem Stadium VII entsprechendes Stück von Grünten (s. Fig. 3) hat wie die oberen Kauplatten ein relativ niederes Verhältnis 1 und seine inneren Seitenzähne gleichen sehr denjenigen von Fig. 2, sind jedoch nicht so stark verdickt, also denjenigen von *M. goniopleurus* gleich. Bemerkenswert ist auch, daß die Mittelzähne gebogen sind wie bei *M. contractus* DIXON, während sie bei allen andern Stücken gerade sind.

Myliobatis striatus BUCKLAND.

Myliobatis striatus BUCKLAND 1837, S. 46, Taf. 27d, Fig. 14.
" " AGASSIZ 1843, S. 320.
" *irregularis* DIXON 1850, S. 199, Taf. 11, Fig. 15.
" *toliapicus* " " S. 199, Taf. 10, Fig. 3, 4.
" " NÖTLING 1884, S. 19, Taf. 2, Fig. 1.
" *striatus* SMITH WOODWARD 1888, S. 43 II—XI, S. 44 I—V.

Untere Kauplatte.

Nach SMITH WOODWARD[2]) auf eine untere Kauplatte begründet, ist diese Art im Mittel- und Obereocän Englands verbreitet und unterscheidet sich von *M. goniopleurus* durch die kaum gewölbte Oberfläche und die weniger von vorn nach hinten gestreckten Seitenzähne, von *M. Dixoni* auch durch das höhere Verhältnis 1. Sein Stadium I[3]) gehört aber nach diesem Verhältnis und der Form der Seitenzähne zu *M. toliapicus* AG. und ebenso wohl auch *M. punctatus* AG.[4]); *M. Edwardsii* DIXON[5]) endlich ist in seiner Zugehörigkeit unsicher. Dafür paßt *M. toliapicus* DIXON[6]) etwa zum Stadium IV und *M. irregularis* DIXON[7]) sowie vielleicht auch *M. toliapicus* NÖTLING[8]) gehört hierher, wenn auch bei letzterem die Querwölbung stärker als gewöhnlich ist.

Vom Kressenberg liegt nur ein kleines Stück vor, dessen Nähte infolge der starken Abreibung zackig sind, das in seiner eben quergewölbten Oberfläche und in den mäßig von vorn nach hinten gestreckten hexagonalen inneren Seitenzähnen zu *M. striatus* gehört, im Verhältnis 1 aber von ihm zu *M. Dixoni* vermittelt. Vielleicht ist die relativ große Dicke aber nur eine Folge der Abnutzung und keine besondere Variation.

Die typische untere Kauplatte von *M. striatus* hat also

---

[1]) 1888 S. 42.
[2]) 1889 S. 112.
[3]) 1888 S. 43, t. 1, f. 5.
[4]) 1843, t. 47, f. 11, 12.
[5]) 1850 S. 199, t. 11, f. 16.
[6]) t. 10, f. 3, 4.
[7]) t. 11, f. 15.
[8]) 1884 S. 19, t. 2, f. 1.

etwas rückgebogene, wenig oder nicht quergewölbte Mittelzähne mit einem Verhältnis 1 von 5—10 bei einer Länge zwischen 10 und 100 mm und hexagonale Seitenzähne, mit einem Verhältnis 3 etwa = 1½.

Obere Kauplatte (Taf. XVI, Fig. 4).

SMITH WOODWARD[1]) betont die Schwierigkeit der Unterscheidung der oberen Kauplatten von *M. striatus*, *goniopleurus* und *toliapicus*. Von letzterer Art dürfte aber die geringere Länge der Seitenzähne, von *goniopleurus* die geringere Wölbung unterscheiden. Stadium I[2]) paßt übrigens in der Dicke seiner Mittelzähne eher zu der eben beschriebenen unteren Kauplatte als zur entsprechenden bei SMITH WOODWARD. Viel besser fügt sich in die Reihe eine hiesige kleine Kauplatte vom Kressenberg (Fig. 4) ein, an der z. T. zwei Seitenreihen erhalten sind. Sie ist deutlich quer- und von vorn nach hinten gewölbt, ihre Mittelzähne sind etwas gebogen und seitlich stumpfwinklig und die rautenförmigen ersten und zweiten Seitenzähne etwas von vorn nach hinten gestreckt. Da auch die normal sechseckigen Seitenzähne dieser Art vorn und hinten so schmal sind, daß sie fast rautenförmig erscheinen, halte ich den Unterschied für zu unwichtig, um irgend eine Abtrennung der vorliegenden Form zu rechtfertigen, besonders da an der unteren Kauplatte die Seitenzähne noch eben sechseckig sind.

Myliobatis toliapicus AG.

Myliobatis toliapicus AGASSIZ 1843 S. 321, Taf. 47, Fig. 15—20.
„ *suturalis* „ 1843 S. 322, Taf. 46, Fig. 12—16.
„ *punctatus* „ 1843 S. 322, Taf. 47, Fig. 11, 12.
„ *toliapicus* SMITH WOODWARD 1888, S. 45.
„ *striatus* „ „ „ S. 48 I, Taf. 1, Fig. 5.

Untere Kauplatte.

Die Flachheit, geringe Höhe und ziemliche Länge der Mittelzähne und die regelmäßig sechseckigen, kaum dickeren als langen Seitenzähne charakterisieren nach SMITH WOODWARD[3]) diese im ganzen Eocän Englands verbreitete Art. Betreffs der ihm wahrscheinlich unterlaufenen Irrtümer bei der Zuteilung einiger Kauplatten habe ich ja schon oben S. 258 Bemerkungen gemacht und kann deshalb nur noch anfügen, daß lediglich eine kleine hiesige Kauplatte vom Kressenberg zu der Art gehören kann. Sie ist ebenso abgerieben wie *M. suturalis* AG. und paßt in den Verhältnissen hierher.

Obere Kauplatten dazu liegen mir nicht vor.

[1]) 1888 S. 44 u. 1889, S. 112.
[2]) 1888 S. 44.
[3]) 1889 S. 116.

Myliobatis cfr. *latidens* SMITH WOODWARD.

Myliobatis cfr. *latidens* SMITH WOODWARD 1888 S. 45, 46, Taf. 1, Fig. 11, 12.
Myliobatis cfr. *latidens* SMITH WOODWARD, 1888 S. 46, Taf. 1, Fig. 13.

Obere Kauplatte.

In ihren Seitenzähnen der vorigen Art gleichend, aber durch die große Länge der Mittelzähne unterschieden, ist diese Art auf kleine untere Kauplatten des Eocäns von Bracklesham begründet. Nur mit Vorbehalt rechnet der Autor eine obere Kauplatte[1]) dazu, die etwas weniger quergestreckte, gebogene Mittelzähne hat. Danach könnten ein wenig gebogene obere Mittelzähne in der Sammlung des hiesigen Oberbergamtes aus dem schwarzen Emmanuelflöz des Kresseuberges zu derselben Art gehören, da deren Länge = 34, die Dicke = 4 und die Höhe etwa 6 mm ist. Sie sind jedoch seitlich weniger stumpfwinklig als jene, und der Verlust der Seitenzähne erlaubt nur eine annähernde Bestimmung.

Aëtobatis MÜLLER u. HENLE.

Aëtobatis giganteus SCHAFH. sp.

Aëtobatis giganteus SCHAFHÄUTL spec. 1850, S. 287, Taf. 68, Fig. 10.

Da ich irgendwie ausreichendes rezentes Vergleichsmaterial nicht besitze, kann ich betreffs der Bestimmung nur auf die Bemerkungen von SMITH WOODWARD[2]) hinweisen und meine Fossilien mit bisher beschriebenen Formen vergleichen. Das Original von SCHAFHÄUTL (in Textfig. 1 reproduziert) hat keine Seitenzähne, ist also eine obere Kauplatte von *Aëtobatis*[3]), und in seiner Beschreibung ist vorn und hinten umzukehren. Das Verhältnis von Länge zur Dicke der Zähne ist 97 : 12=8. Da nun außer einem Stück einer ebensolchen Kauplatte eine nur etwas kleinere untere (Textfig. 2) vom gleichen Fundort in der hiesigen Sammlung ist und deren Verhältniszahlen 76 : 10=7,6 sind, darf ich sie wohl zur gleichen Art rechnen. Die Zähne dieser völlig flachen Platte sind deutlich nach vorn gebogen, sodaß die gerade Verbindungslinie der Enden eines Zahnes in der Mediane etwa durch das hintere Drittel des zweitnächsten Zahnes läuft.

Aët. irregularis AG.[4]) ist nun zwar dieser Art recht ähnlich, aber nach SMITH WOODWARD[5]) ist die obere Kauplatte weniger quergewölbt, und es sind, wenigstens bei den Originalen von AGASSIZ, die Biegungen und Enden der Zähne etwas anders als

---

[1]) 1888, t. 1, f. 13.
[2]) 1889 S. 128, 129.
[3]) Siehe SMITH WOODWARD 1889 S. 130.
[4]) 1843 S. 327, t. 47, f. 3—5.
[5]) 1889 S. 128.

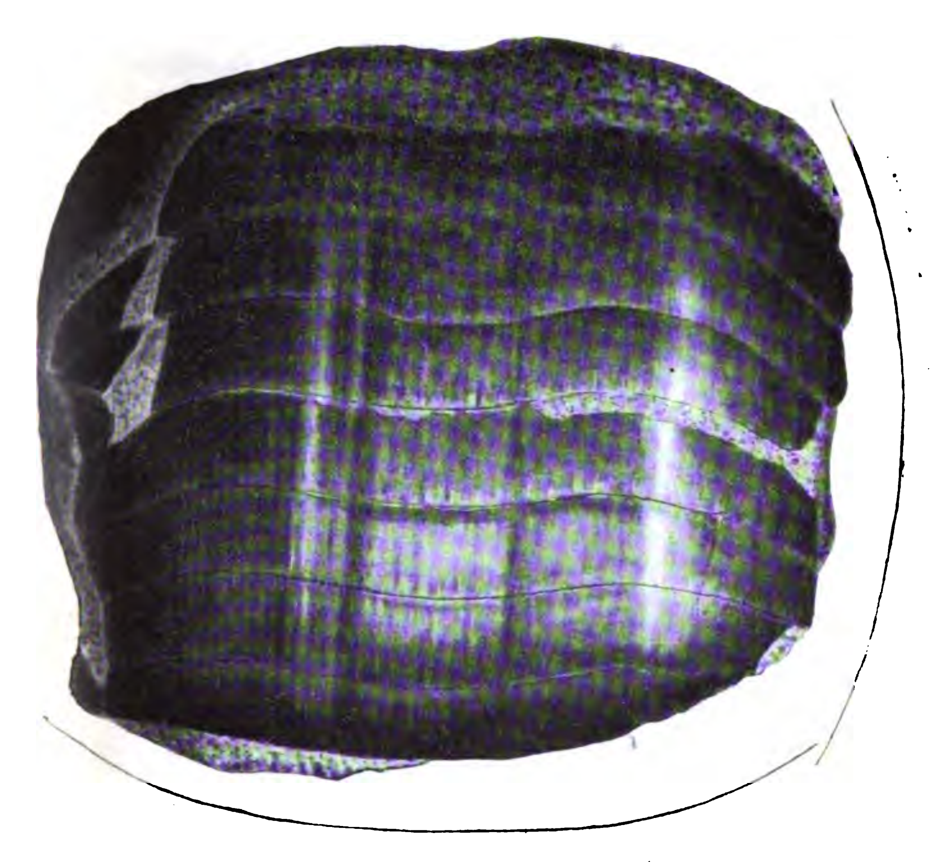


Fig. 1.
Obere Kauplatte, Or. Ex. zu *Aëtobatis giganteus* SCHAFH., vom Kressenberg, mit Längs- und Querschnitt, nat. Gr.

bei meinen Stücken. Die Kauplatte von *Aët. sulcatus* AG.[1]) hat viel stärker gebogene Zähne und die von *Aët. marginalis* DIXON[2]) ist stark quergewölbt mit eigentümlichem Seitenrand. *Aët. arcuatus* AG.[3]) dürfte wohl in DELFORTRIE[4]) durch eine wenn auch nur schwach konvexe obere Platte vertreten sein, die relativ dickere und stärker gebogene Zähne hat. Auch *Aët. Omalusii* DELFORTRIE[5]) unterscheidet sich durch viel stärker ge-

[1]) S. 526, t. 46, f. 4, 5.
[2]) 1850, t. 12, f. 1.
[3]) S. 327.
[4]) 1871, t. 11, f. 41
[5]) t. 11, f. 42.



Fig. 2.
Untere Kauplatte von *Aëtobatis giganteus* Schafh., vom Kressenberg, nat. Gr.

bogene Zähne. Die obere Kauplatte von *Aët. Meneghinii* Bassani [1]) unterscheidet sich leicht durch andere Verhältniszahlen; und die Originale von Leidy [2]) sind nur einzelne, z. T. nicht einmal vollständige Zähne, also kaum bestimmbar. Demnach dürfte Schafhäutls Art für *Aëtobatis* getrennt von all diesen aufrecht zu erhalten sein.

---

[1]) 1878 S. 278.
[2]) 1877 S. 244—247, t. 31, f. 18—20.

Vom Grünten liegt endlich in der Sammlung des hiesigen Obergbergamtes eine kleine obere, leider nicht ganz vollständige Kauplatte von *Aëtobatis*, deren Zähne 4,5 mm dick und mindestens 47 lang, gerade und nur wenig quergewölbt sind. Wenn nun auch nach SMITH WOODWARD[1]) *Aët. rectus* DIXON[2]) zu *Aët. irregularis* AG. gehören kann, und bei Messung all der zu dieser Art gezählten Zähne das Verhältnis 1 sich als etwas variabel erweist, möchte ich doch dieses unvollständige Stück nicht zur obigen Art rechnen, sondern es unbestimmt lassen und nur sein Vorkommen anzeigen.

Als Schlußresultat ergibt sich also, daß die Myliobatiden vom Kressenberg und Grünten sich am besten mit den ungefähr gleichaltrigen Arten von England in Beziehung bringen lassen; aber wenn ich auch meist identische Arten annahm, so zeigen doch fast alle Exemplare wenigstens kleine Unterschiede, die z. T. zur Aufstellung von Varietäten genügen dürften. Um aber die Variationen und Mutationen der Arten richtig und sicher feststellen zu können, müßte man genügend Material zur Zusammenstellung von Altersreihen wie SMITH WOODWARD[3]) haben. Ich mußte mich deshalb damit begnügen, auf die kleinen Unterschiede aufmerksam zu machen, die vielleicht auf eine Ausbildung von Standortsvarietäten hinweisen.

---

[1]) 1889 S. 128.
[2]) 1850, t. 11, f. 8.
[3]) 1888.

Maß-Tabelle von Myliobatis Zähnen.*)

	Mittelzahn			Verhältnis		Innerster Seitenzahn		Verhältnis 3	Kauplatte transversal	Die 3 Seitenreihen transv.
	lang	dick	hoch	1	2	lang	dick			
M. aquila nach TREUENFELS, II unten . . .	8	3	—	2,6	—	—	—	—	über 14	—
„ „ „ II oben . . .	8	3	—	2,6	—	—	—	—	14	—
„ „ „ III unten . . .	12	2,5	—	5,4	—	—	—	—	19	—
„ „ „ III oben . . .	13	3	—	4,3	—	—	—	—	21	—
„ „ „ IV unten . . .	20	4,5	—	4,4	—	—	—	—	34	—
„ „ „ IV oben . . .	20	3,5	—	5,6	—	—	—	—	35	—
„ „ „ V unten . . .	70	über 7	—	? 9	—	—	—	—	36	—
„ „ „ V oben . . .	73	7	—	10,4	—	—	—	—	90	—
„ Berlin D 1683, ♂ China, unten .	14,5	3	—	3,8	—	3,5	3	0,8	24	6—6,6
„ „ D 1683 oben	18	3,3	4	5,4	1,2	3	2,3—2,8	0,7—0,9	25	5—5,5
„ „ 12632 ♂ unten	13	2,5	—	5,2	—	2,5	2	0,8	21	5,1
„ „ 12632 oben	14	2,7	—	5,1	—	2,5	2,2	0,9	21,3	5
„ „ 16044 ♀ Marokko, unten	—	—	—	—	—	—	—	—	? 31	—
„ „ 16044 oben	19,5	3	—	6,5	—	4,2	3	0,7	32	7,6
M. spec. Berlin Skelet 8646 unten	25,1	4,5—5	—	5—5,5	—	2,1	5,2	2,4	34,5	5
„ „ „ 8646 oben	30	5,5	—	5,4	—	2,2	6	2,7	39,5	6
„ „ „ 13003 ♂ unten . . .	13,6	2,4	—	5,6	—	1,5	2,5	1,6	21	4,5
„ „ „ 13003 oben	16,5	—	—	—	—	1,5	3	2	24	4,5

*) Anm.: Maße in Millimetern. Verhältnis 1 = Länge zur Dicke, 2 = Dicke zur Höhe des Mittelzahnes, Verhältnis 3 = Dicke zur Länge des innersten Seitenzahnes, M = München.

	Mittelzahn			Verhältnis		Innerster Seitenzahn		Verhältnis 3
	lang	dick	hoch	1	2	lang	dick	
M. goniopleurus AG. nach Figur, unten	61	10	—	6,1	—	—	—	? 2
„ *pressidens* H. v. MEYER, Or. Ex. „	50,5	9—10,2	19	4,9—5,6	1,8—2,1	5	9—9,5	1,8—1,9
„ „ M. 1878 III G. 27 „	88	7—7,5	—	5—5,4	—	8,9	7	1,8
„ *goniopleurus* SM. WOODW. 1889 S. 115, unten	50	7—9	—	5,5—7,1	—	—	—	—
M. arcuatus SCHAFH. Or. Ex., oben	46—47,5	10—10,9	—	4,4—4,6	—	5	8—9	1,6—1,8
„ „ M. Grünten „	41	10,5	—	8,9	—	4,5	8,5	1,9
M. Dixoni SM. WOODW. 1888 I, unten	28	6,5	—	3,5	—	—	—	—
„ „ „ „ „ II „	27	8	—	3,4	—	—	—	—
„ „ „ „ „ III „	30	8	—	3,7	—	—	—	—
„ „ „ „ „ IV „	35	10	—	3,5	—	—	—	—
„ „ „ „ „ V „	38	10,5	—	3,6	—	—	—	—
„ „ „ „ „ VI „	45	10,5	—	4,3	—	—	—	—
„ „ „ „ „ VII „	47	10	—	4,7	—	—	—	—
„ „ „ „ „ VIII „	61	12	—	5,1	—	—	—	—
„ „ „ „ „ IX „	78	12	—	6,5	—	—	—	—
„ „ M. Grünten, unten, Taf. XVI, Fig. 3	52	11—11,5	—	4,5—4,7	—	6	11	1,8
„ „ M. Kressenberg, unten	? 88	17	—	5	—	—	—	—
M. Dixoni SM. WOODW. 1888 I, oben	27	6	—	3,7	—	—	—	—
„ „ „ „ „ II „	33	10	—	3,3	—	—	—	—
„ „ „ „ „ III „	39	10	—	3,9	—	—	—	—
„ „ „ „ „ IV „	44	11	—	4	—	—	—	—
„ „ „ „ „ V „	47	12	—	3,9	—	—	—	—
„ „ „ „ „ VI „	58	13	—	4,5	—	—	—	—
„ „ „ „ „ VII „	66	14	—	4,7	—	—	—	—
„ „ „ „ „ VIII „	94	20	—	4,7	—	—	—	—
„ *eureodon* SCHAFH., M. 1878 III G. 28, oben, Taf. XVI, Fig. 1	49	15	—	3,3	—	? 4	? 12	? 3
„ „ M. 1878 III G. 22, oben	50,5	14,5—15,5	—	3,2—3,4	—	5	—	—
„ „ M. Kressenberg „	67	14,2	—	4,7	—	—	—	—
„ „ M. 1878 III G. 21 „ Taf. XVI, Fig. 2	74	15—16,5	? 20	4,5—4,9	1,2—1,8	5	14	2,8

	Mittelzahn			Verhältnis		Innerster Seitenzahn		Verhältnis 3
	lang	dick	hoch	1	2	lang	dick	
M. striatus Sm. Woodw. 1888 II, unten	23	4,5	—	5,1	—	—	—	—
" " " " " III "	31	6	—	5,1	—	—	—	—
" " " " " IV "	38	7	—	5,4	—	—	—	—
" " " " " V "	42	7,5	—	5,6	—	—	—	—
" " " " " VI "	54	9	—	6	—	—	—	—
" " " " " VII "	59	8,5	—	6,9	—	—	—	—
" " " " " VIII "	65	9	—	7,2	—	—	—	—
" " " " " IX "	74	9	—	8,2	—	—	—	—
" " " " " X "	80	9	—	8,8	—	—	—	—
" " " " " XI "	100	11	—	9,1	—	—	—	—
" = *toliapicus* Nötling 1884 S. 19 "	50—52	9	—	5,5—5,8	—	—	—	? 1,5
" = *irregularis* Dixon 1850 nach Figur, unten	99—100	10—11	—	9,1—9,9	—	—	—	? 1,5
" *striatus*, M. 1873 III 25, unten	27—28	6—7	—	4—4,5	—	4	6	1,5
M. striatus Sm. Woodw. 1888 I, oben	33	7,5	—	4,4	—	—	—	—
" " " " " II "	41	8	—	5,1	—	—	—	—
" " " " " III "	42	8	—	5,2	—	—	—	—
" " " " " IV "	65	10	—	6,5	—	—	—	—
" " " " " V "	68	9	—	7,5	—	—	—	—
" " , M. 1873 III G. 27 " Taf. XVI, Fig. 4	27,5	5—5,5	—	5—5,5	—	3	? 5	? 1,6
M. toliapicus = *striatus* Sm. Woodw. 1888 I, unten	18	3	—	4,8	—	—	—	—
" " Sm. Woodw. 1888 I, unten	16	3,5	—	4,5	—	—	—	—
" " " " " II "	23	4	—	5,7	—	—	—	—
" " " " " III "	27	5	—	5,4	—	—	—	—
" " " " " IV "	29	5	—	5,8	—	—	—	—
" " " " " V "	32	5	—	6,4	—	—	—	—
" " " " " VI "	36	5,5	—	6,5	—	—	—	—
" " " " " VII "	52	7	—	7,4	—	—	—	—
" " M. 1873 III G. 26 "	24—24,5	4—4,5	—	5,4—6	—	4,9	4	0,8

Literatur-Verzeichnis.

AGASSIZ, L.: Recherches sur les poissons fossiles, 3. mit Atlas, Neuchatel 1843.

BASSANI, F.: Ittiodontoliti del Veneto, Atti Soc. Veneto-Trentina, Padova 1876, 5. S. 275 ff.

DELFORTRIE, E.: Les broyeurs du tertiaire aquitanien, Actes Soc. Linnéenne, Bordeaux 1871, (3) 8. S. 213 ff., Taf. 9—12.

DIXON, Fr.: The geology and fossils of the tertiary and cretaceous formations of Sussex, mit Tafeln, London 1850.

GEINITZ, Dr. H. B.: Über neue Funde in den Phosphatlagern von Helmstedt etc., Abhandl. Isis, Dresden 1883, S. 37—46, Taf. 2.

GERVAIS, P.: Zoologie et Paléontologie françaises, 2. et Atlas, Paris 1848—52.

GIEBEL, C. H.: Odontographie, Leipzig 1855.

GÜNTHER, Dr. A.: Catalogue of the fishes in the British Museum, London, 8. 1870.

HARLESS, E.: Über den Zahnbau von Myliobates etc. Abhandl. K. Bayr. Akad. Wiss. math.-physik. Cl. München 1850. 5. Abteil. 3. S. 843—876, Taf. 23—25.

ISSEL, A.: Appunti paleontologici II. Cenni sui Myliobates fossili dei terreni terziarii italiani, Annali Mus. civ. stor. nat. 10. Genova 1877, S. 313—340, 6 Fig.

JAEKEL, O.: Die eocänen Selachier vom Monte Bolca, mit Tafeln und Fig., Berlin 1894.

LEIDY, Jos.: Description of vertebrate remains, chiefly from the phosphate beds of South Carolina. Journ. Acad. nat. Sci. Philadelphia, (2) 8. 1874—1881, S. 209 ff., Taf. 30—34.

MEYER, H. v.: *Myliobates pressidens*, *Cobitis longiceps* und *Pycnodus faba*, Palaeontographica, 1. Cassel 1851, S. 149 ff., Taf. 20.

MÜLLER, J., und HENLE, J.: Systematische Beschreibung der Plagiostomen, mit Tafeln, Berlin 1841.

NÖTLING, Fr.: Die Fauna des samländischen Tertiärs, Abhandl. z. geol. Spez.-Karte von Preußen etc., 6. H. 3, mit Atlas, Berlin 1885.

OWEN, R.: Odontography, Text und Atlas, London 1840—45.

SCHAFHÄUTL, K. C.: Süd-Bayerns Lethaea geognostica, Text und Atlas, Leipzig 1863.

TREUENFELS, P.: Die Zähne von *Myliobatis aquila*, Inaug. Diss., mit Tafeln, Breslau 1896.

WOODWARD, A. SMITH-: Notes on the determination of the fossil teeth of Myliobatis etc., Ann. Magaz. nat. Hist., (6) 1. London. 1888, S. 36—46, Taf. 1.

WOODWARD, A. SMITH-: Catalogue of the fossil fishes in the british Museum, Pt. 1, Elasmobranchii, London 1889.

10. Pelycosaurierreste von Texas.

Von Herrn F. BROILI in München.

Hierzu Taf. XVII u. 1 Textfig.

Veranlassung zu folgenden Zeilen geben mir die Bruchstücke eines Schädels, welche sich unter dem von CH. STERNBERG aufgesammelten Material befinden, das dieser ausgezeichnete Sammler während des Sommers 1901 in den permischen Ablagerungen von Texas im Auftrage des Herrn Geheimrat VON ZITTEL zusammengebracht hatte.

Der Fundpunkt liegt in den roten Tonen des Coffee Creek (unweit Seymour, Baylor Co.), in dessen Umgebung auch andere schöne Skeletteile gefunden wurden.

Die hier nun vorliegenden Reste gehören der Hauptsache nach der hinteren Partie eines Schädels an, die sich trotz aller angewendeten Sorgfalt und Mühe nicht mehr vereinigen ließ; immerhin konnte man einzelne Elemente des Schädels bezw. einige Teile des Unterkiefers zusammensetzen.

Der Erhaltungszustand unseres Materials ist insofern ein günstiger, als sich die einzelnen Stücke, ohne große Beschädigungen zu erleiden, präparieren ließen. Nähte sind nirgends mehr zu erkennen, was auf ein altes Individuum schließen läßt. Die Knochen bleiben im großen und ganzen unskulptiert. Andeutungen von Höckern oder ähnlichen, warzenartigen Erhöhungen lassen sich indessen auf der Außenseite des Unterkiefers, sowie bei den Begrenzungsknochen der Schädeldurchbrüche konstatieren. Immerhin treten dieselben gegen die regelmäßige Ausbildung der Skulptur, wie wir sie von den Stegocephalen her gewöhnt sind, zurück. Dasselbe gilt auch von den Knochen selbst; während dieselben nämlich bei den letzteren ungemein kräftig und solid verknöchert sind, haben sie bei unserer Gattung eine im Verhältnis zu den Dimensionen des Schädels sehr schwache Ausbildung erfahren. Eine Ausnahme davon machen allein die Knochen, denen die Umrahmung der Schädeldurchbrüche zufällt, welche wulstartig hervorspringen, wodurch natürlich der Kontrast ein um so gröberer wird.



Erklärung der Tafel XVII.

Fig. 1—3. *Dimetrodon incisivus.* Cope.

- Fig. 1. Zahn von der Seite.
- Fig. 2. Längsschliff durch die Spitze eines Zahnes (80fache Vergrößerung).
- Fig. 3. Querschliff durch einen Zahn (80fache Vergrößerung).

Bezeichnungen. P = Pulpa. D = das von Dentinröhrchen durchsetzte Dentin. C = Conturlinien. S = Schmelz.

Fig 4—9. Reste eines Pelycosaurier Schädels.

- Fig. 4. Basioccipitale.
- Fig. 5. Fragment vom Hinterhaupt.
- Fig. 6. Gelenkfläche des linken Unterkiefers von oben.
- Fig. 7. Linkes Quadratum von der Seite.
- Fig. 8. Das Quadratum in seiner Stellung zum Articulare von hinten.
- Fig. 9. Fragment des linken Unterkieferastes.

Sämtliche Figuren (ausgenommen 2 u. 3) $^4/_5$ natürlicher Größe.

che

ng.
ch-

are

Das verhältnismäßig schlanke Basioccipitale gliedert sich in einen vorderen und einen hinteren Abschnitt. Der letztere wird durch den einfachen, kugeligen Condylus gebildet, während der vordere sich anscheinend dreieckig nach vorne zuspitzt; die Fläche desselben ist median tief eingesenkt und mit Längsrunzeln bedeckt, die mit dem glatten Condylus stark kontrastieren. Am letzteren selbst ist noch, median und dorsal, eine stecknadelkopfgroße, deutlich begrenzte Vertiefung auffallend. Ob sich an der Bildung des Condylus in seinen oberen Teilen auch die Exoccipitalia beteiligen, kann nicht angegeben werden, da die Suturen völlig verwischt sind.

Leider läßt sich das Basioccipitale nicht mit einem weiteren Reste in Verbindung bringen, welcher offenbar gleichfalls dem Hinterhaupte angehört. Dieses Stück ist nämlich in der Mitte seines Unterrandes durch eine im allgemeinen zungenförmige Einbuchtung charakterisiert, welche auf der einen Seite durch verschiedentliche, später wieder zusammengekittete Brüche nicht ganz regelmäßig begrenzt ist. Diese Einbuchtung oder, in unserem Falle, dieser Durchbruch entspricht offenbar dem Foramen magnum, und die Elemente, die dasselbe begrenzen, dürften die Exoccipitalia lateralia darstellen. Die Nähte sind, wie bereits gesagt, an dem ganzen Stücke völlig verwischt, sodaß nicht gesagt werden kann, ob weitere Knochen daran enthalten sind und insbesondere, ob das Supraoccipitale noch bis an das Foramen magnum heranreicht. Auffallend an unserem Stücke ist noch die starke Verlängerung des Seiten- und Unterrandes, die jederseits zu einem fortsatzähnlichen Gebilde nach hinten und abwärts ausgezogen sind. Der Unterrand dieser Fortsätze zeigt namentlich proximal auf der Innenseite eine starke Einkerbung.

Das Stück erreicht seine größte Dicke in der Umgebung des Foramen magnum nach oben und zu den Fortsätzen hin wird es allmählich schwächer.

Des weiteren liegen mir noch etliche Reste der Begrenzung großer Schädeldurchbrüche vor, von denen sich nicht feststellen läßt — da sie außer jedem Zusammenhang mit dem übrigen Schädel stehen — ob sie Augenhöhlen oder Schläfenöffnungen umrahmten. Diese Bruchstücke, von denen das größte anscheinend der rechten Schädelhälfte angehört, zeigen im Verhältnis zu den übrigen sehr dünnen Fragmenten, die dem eigentlichen Schädeldach angehören, eine sehr kräftige Ausbildung, d. h. sie springen wulstartig hervor, wobei ihre Ränder teilweise zugeschärft sind.

Während sich diese Reste nicht identifizieren lassen, ist dies umso besser bei einem anderen Knochen der Fall, der sich auch anscheinend vollständig erhalten hat. Er ist das linke Quadratum.

Dasselbe bildet eine flache, dünne Knochenschuppe von länglich viereckigem Umriß, welche bei allmählicher Stärkezunahme nach unten sich hier in zwei spindelförmige, kräftige Anschwellungen auflöst, die durch eine tiefe Grube voneinander getrennt sind. Dieser Grube entspricht auf der schmalen Hinterseite der Knochenschuppe selbst eine dorsoventral verlaufende, rinnenähnliche Einsenkung.

Mit diesem fischähnlichen Quadratum nun gelenkt das Articulare des Unterkiefers, welches von der gleichen Seite ebenfalls vorliegt. Analog den beiden spindelförmigen Anschwellungen am Quadratum finden sich am Articulare zwei breite, einander parallele Gelenkrinnen, die durch einen kammähnlichen Rücken getrennt sind. Nach rückwärts ist das Articulare in einen flachen, dreieckigen Fortsatz ausgezogen, der auf seiner Innenseite, d. h. auf der dem Schädel zugekehrten Fläche, eine ziemlich große unregelmäßig begrenzte Grube aufweist. Aller Wahrscheinlichkeit nach wird die Unterseite dieses Fortsatzes, welche durch zwei leistenförmige Erhöbungen charakterisiert ist, die sich im hinteren Drittel miteinander vereinigen, vom Angulare eingenommen. Neben diesem Hauptstück des Unterkiefers ist noch der größte vordere Teil desselben erhalten geblieben, auf dessen Dentale sich an den abgebrochenen Sockeln und Zahngruben ca. 16 Zähne nachweisen lassen. Dieselben scheinen mit Ausnahme einiger größerer (1—2) Fangzähne in der Symphysengegend ziemlich gleiche Größe und den nämlichen gegenseitigen Abstand besessen zu haben.

Die übrigen Reste des Schädels sind leider zu fragmentär, um mit Sicherheit daraus Schlußfolgerungen ziehen zu können.

Trotz dieser eigentlich recht spärlichen Überbleibsel, können wir auf Grund derselben feststellen, daß wir die Schädelfragmente eines Reptils und zwar eines Pelycosauriers vor uns haben, was in erster Linie durch das Vorhandensein der Schläfendurchbrüche und durch die Beschaffenheit des Schädeldaches in Bezug auf Bauart und Skulptur bewiesen wird.

Die Schädel, welche nun zu einem Vergleiche mit unserer Form heranzuziehen sind, gehören den Gattungen *Varanosaurus*, *Embolophorus* und *Dimetrodon* an. Was *Varanosaurus* betrifft, so kommt dies Genus sofort in Wegfall; da es in erster Linie ein viel zierlicheres, kleineres Tier ist, überdies sind bei dem Münchener Original gerade die hier in Frage kommenden Teile, nämlich Schläfengegend, Quadratum und Articulare unvollständig oder garnicht erhalten.

Anders steht es bei den Gattungen *Dimetrodon* und *Embolophorus*, über welche uns die beiden wichtigen Arbeiten von

E. C. CASE[1]) bestens unterrichten. In seiner Geschichte der Pelycosaurier, der eine Beschreibung der Gattung *Dimetrodon* beigefügt ist, bringt CASE einige Skeletelemente zur Abbildung, welche den unsrigen sehr ähneln und die deshalb einer kurzen Besprechung unterzogen werden sollten. Auf Taf. I der oberen Arbeit in Fig. 11 und 12, sowie in der Textfig. 6[2]) bringt CASE die „Cranial Region" in zwei Ansichten zur Wiedergabe, welche dem von mir, als zur Begrenzung des Foramen magnum gehörig, geschildertem Stücke, ungemein ähnelt, das allerdings bei weitem nicht durch so einen guten Erhaltungszustand ausgezeichnet ist, wie das Original von CASE. Bei meinem Exemplar fehlt nämlich die ganze untere Begrenzung des Foramen magnum durch das Basioccipitale, und auch die seitliche Umrahmung durch die Exoccipitalia scheint offenbar nur sehr unvollständig erhalten zu sein. Ferner sind die von CASE als Paroccipitalia gedeuteten Parteien nur zum größten Teile vorhanden, was namentlich von dem auffallenden distalen Fortsatz, der nach auswärts, abwärts und rückwärts gerichtet ist, gilt.

Auf der nämlichen Tafel bringt des weiteren CASE in Fig. 8, 9, 10, 18, zwei Elemente zur Ansicht, die mir ebenfalls vorliegen, denen ich aber eine den Ansichten von CASE entgegengesetzte Deutung gebe. CASE hält nämlich Fig. 18 für die „Articulare region" des Unterkiefers, welche noch im Konnex mit dem Angulare steht und Fig. 8, 9, 10 deutet er infolgedessen als die „Suspensorial region" des Schädels, woran er Quadratum, Quadratojugale, Squamosum und Prosquamosum unterscheidet. Durch diese Meinung war er auch in seiner Arbeit über *Embolophorus* (s. o.) zur Annahme gezwungen, daß das Articulare des Unterkiefers sich in verkehrter Lage befinde. Allein in Wirklichkeit ist dieser Knochen bei *Embolophorus* nur das wenig dislozierte Quadratum. Dasselbe gleicht sehr dem entsprechenden Elemente bei den Cotylosauriern, das sich, wie ich bei *Labidosaurus*[3]) nachweisen konnte, von außen als dünne Knochenschuppe fest an den hinteren Flügel des Pterygoids anlegt, während seine Articulationsfläche selbst von dem die Schädelecke bildenden ?

[1]) G. BAUR and E. C. CASE: The History of the Pelycosauria, with a Description of the Genus *Dimetrodon* COPE. Transactions Americ. Philos. Soc. N.-S. 20. 1899. S. 1.

E. C. CASE: The Osteology of *Embolophorus Dollovianus* COPE, with an attempted Restoration. Journ. of Geol. 11. No. 1. 1903. S. 1.

[2]) Vergl. auch: CASE, Foramina perforating the Cranial Region of a Permian Reptile and on a Cast of its Brain Cavity. Americ. Journ. of Science. 3. 1897. S. 323, f. 3.

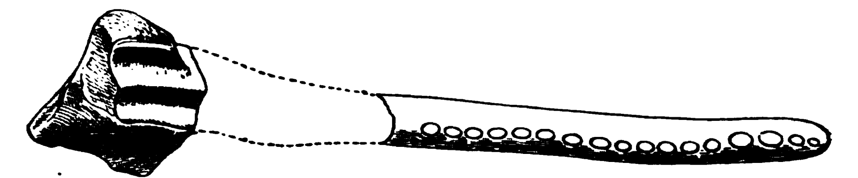
[3]) BROILI: Permische Stegocephalen und Reptilien von Texas. Palaeontographica 51, S. 56, t. VIII, f. 7.

Quadratojugale durch einen Knochen getrennt sind, den ich mit dem Supratemporale in Zusammenhang bringen möchte.

Auch das von COPE[1]) bei *Naosaurus claviger* abgebildete Quadratum zeigt ähnliche Gestaltung und die charakteristischen Gelenkhöcker. Dabei erwähnt er auch ausdrücklich: „The quadrate bone is large and laminiform, and is truncate above, having a good deal the shape of the corresponding bone in a fish.“

Doch nehmen wir an, das Articulare CASEs sei ein solches, wie ließe sich dann sein Angulare rechtfertigen, das allen unseren Kenntnissen über dieses Element widerspricht, und eine sehr flache, deutlich umgrenzte Knochenschuppe darstellt? Auch das Articulare an und für sich wäre in solcher Ausbildung eine ganz ungewohnte Erscheinung, da wir sonst bei den Reptilien am Articulare fast nie Gelenkhöcker, sondern stets Gelenkgruben finden.

Die also unter unrichtigen Voraussetzungen von CASE in Bezug auf einige Schädelknochen abgegebenen Deutungen (Squamosum, Prosquamosum, Quadratojugale) werden demnach hinfällig und die in Fig. 1, 2, 3, S. 32 gegebenen Rekonstruktionen müßten in dieser Hinsicht eine Modifikation erfahren.



Schematische Ansicht des Unterkiefers (teilweise ergänzt) von oben ($^1/_2$ nat. Größe).

Hoffentlich wird der um die Kenntnis der permischen Wirbeltiere so sehr verdiente Forscher bald in den Stand gesetzt an der Hand weiteren Materials meine Aussagen zu prüfen und zu bestätigen.[2])

[1]) Systematic Catalogue of the species of Vertebrata found in the beds of the Permian Epoch in North America, with notes and descriptions. Read May 7. 1886. — Americ. Philos. Transact. New Series. 16. 1890. S. 285, 294, t. II, f. 1.

[2]) Nachschrift: Während der Drucklegung dieses Aufsatzes erhielt ich durch die Freundlichkeit von Herrn Prof. CASE seine jüngst erschienene, hochinteressante Arbeit: The osteology of the skull of the Pelycosaurian Genus, *Dimetrodon* (Journ. of Geology, 12. No. 4, May-June 1904), worin derselbe seine frühere Ansicht ändert und nunmehr die, von mir oben bezüglich des Quadratums niedergelegte Meinung, mit mir teilt.

durchbruches mit den 10 und mehr Meter tiefer liegenden jugendlichen Alluvialbildungen zusammenfassen, und zwar möchte ich für diese höheren Terrassen den alten BEHRENDTschen Begriff „altalluvial“ wieder einführen im Gegensatz zu den der Abschmelzperiode des Inlandeises angehörigen jungdiluvialen Talsanden einerseits und den jugendlichen Flußbildungen andererseits. Mit einer postglacialen Senkung im Ostseegebiet läßt sich also die Entstehung des großen Weichseldurchbruches in ursächlichen Zusammenhang bringen und es liegt nahe, hierbei an die Senkungen der sog. Litorinazeit zu denken, deren Einfluß auf die südlichen Ostseeküsten leider noch so wenig untersucht ist. Mit dem altalluvialen Weichseldurchbruch steht offenbar die spätere Ausgestaltung der Nebentäler, die alle einen sehr jugendlichen Charakter besitzen, in engstem Zusammenhange. Von solchen besonderen, durch die schnelle Vertiefung der Stromrinnen verursachten Änderungen sei hier nur kurz auf die Einbeziehung des früher zum Küddowsysteme gehörigen Gr. Ziethener Sees nordwestlich von Schlochau und seines Zuflußgebietes in das Brahesystem hingewiesen.

Neben dieser Altersbestimmung für den großen Weichseldurchbruch, der für die ganze hydrographische Entwicklung großer Landesteile von einschneidendster Bedeutung war, war der Zweck dieser vorläufigen Mitteilung der Hinweis darauf, daß das sog. Thorn-Eberswalder Haupttal kein einheitliches Gebilde und nicht nur mit einer Eisrandlage beim Rückzuge des letzten Inlandeises in ursächlichen Zusammenhang zu bringen ist. Es sei aber hier sogleich darauf hingewiesen, daß auch für das sog. Warschau-Berliner und das Glogau-Baruther Haupttal bereits eine große Reihe von Beweisen dafür vorliegt, daß auch diese Talzüge aus Reihen perlschnurartig aneinander gereihter Einzelbecken bestanden und daß auch für diese hydrographischen Systeme die KEILHACKsche Anschauung über den ursächlichen Zusammenhang zwischen der Talbildung und einer genau anzugebenden Eisrandlage nicht aufrecht zu erhalten ist.

---

12. Bemerkungen zu DE GEER's neuer Stellung zur Frage der zweiten Vereisung.

Von Herrn W. WOLFF.

Berlin, den 22. März 1904.

In der Februarversammlung des geologischen Vereins zu Stockholm hielt Freiherr DE GEER einen bemerkenswerten Vortrag[1], in welchem der verdiente schwedische Forscher seine all-

[1]) Geol. För. Förhandl. 26, 2.

gemein bekannt gewordene „Arbeitshypothese“ über den baltischen Eisstrom, jenen eigenartig geformten, bereits von HOLST als unmöglich erwiesenen Ausläufer der zweiten (jüngsten) Vereisung, aufgibt. Es ist namentlich der von USSING kürzlich erbrachte Nachweis, daß die baltische Endmoräne sich im nördlichen Jütland nicht, wie es der vermeintlich von ihr begrenzte baltische Eisstrom erfordern würde, dem Kattegatt, sondern der Nordsee zuwendet, der DE GEER zu dieser Änderung seiner Ansicht bewogen hat. Im Lauf der Verhandlung sprach er dann hinsichtlich der Grenzen der letzten Vereisung die Vermutung aus, daß dieselben mit der westbaltischen Endmoräne zusammenfielen, und stützte sich ferner auf die Lehre, daß im östlichen Deutschland die sog. diluviale Nordseefauna interglacial sei.

Was den ersten Punkt betrifft, so muß daran erinnert werden, daß es nach den neueren Forschungen eine einheitliche „baltische“ Endmoräne in Deutschland nicht gibt. Wir haben vielmehr im Westen wie im Osten eine oft kaum zu entwirrende Zahl von Endmoränenstaffeln, die eine außerordentlich breite und bis jetzt noch nicht klar zu übersehende Zone beherrschen, in welcher in den verschiedenen Landschaften bald südlichere, bald nördlichere Moränen besonders mächtig entwickelt sind. Alle diese Moränen gehören dem letzten Eis-Vorstoß an, und wo die äußersten Grenzen desselben liegen, wissen wir noch nicht. Wir wissen z. B. noch nicht sicher, ob im Westen Deutschlands der letzte Vorstoß geschlossen das Elbtal überschritten hat, und wie weit er vorgedrungen ist; nur das wissen wir, daß jenseits der Weser nur noch eine einzige Vereisung nachweisbar ist. Die neuesten Arbeiten haben im allgemeinen die gesuchte Grenze immer weiter nach Süden gerückt, beträchtlich über den baltischen Höhenrücken hinaus. Was speziell die cimbrische Halbinsel betrifft, so ist ja schon lange bekannt, daß noch westlich von Hamburg und somit weit außerhalb des Bereichs der sog. baltischen Endmoränen oberer Geschiebemergel vorkommt.

Wenn ferner DE GEER die sog. „Nordseefauna“ von West- und Ostpreußen als interglacial betrachtet, so ist das ein unzuverlässiges Argument. Der sichere Nachweis einer primären Lagerung dieser Fauna zwischen zwei Grundmoränen ist meines Erachtens noch immer nicht gelungen. Prüft man die in der Literatur vorhandenen Beschreibungen der einzelnen Vorkommen mit den heutigen Maßstäben der Kritik, so bleibt bei allen die Möglichkeit bestehen, daß es sich nicht um echtes Interglacial, sondern entweder um verschleppte Schollen oder um gänzlich umgelagerte Materialien aus älteren Schichten handelt. Schon die Höhenlage zeigt, wie große Störungen diese Materialien er-

litten haben. Bei Marienburg[1]) liegt das marine „Interglacial" bei —16 m (bezogen auf NN), bei Neudeck in + 114 m[2]), bei Domachau in + 165 m; an allen drei Orten aber handelt es sich vorwiegend um eine Strand- oder Flachseefauna (*Tellina, Cardium, Cyprina, Nassa* u. s. w.) Was Neudeck betrifft, so sagt JENTZSCH selbst „Zur Entscheidung der Frage: ob interglacial, altglacial oder frühglacial, bietet der Aufschluß — für sich allein betrachtet — zwar keine sichere Handhabe", und erst durch Kombination mit Beobachtungen in der weiteren Umgebung gelangt er zu einer Entscheidung, die ich eben wegen dieser Kombination nicht als absolut verbindlich betrachte. Die Fundorte Jakobsmühle, Grünhof und Kl. Schlanz[3]) hat bereits SCHRÖDER[4]) als nicht stichhaltig ausgeschieden; auch der Fundort Vogelsang bei Elbing, an dem eine Unterteufung des „Interglacials" durch Geschiebemergel nicht nachgewiesen ist, muß einstweilen zurückstehen. Bei Heilsberg[5]) liegt die Fauna in einem Sande, der vielleicht eine Scholle im Glacialdiluvium darstellt. Die Darstellungen von KLEBS enthalten einen erheblichen Widerspruch. 1883 beschreibt er die marine Fauna als interglacial, 1884 dagegen führt er Tatsachen an, die für dieselbe (oder meint er eine andere?) Fauna ein präglaciales Alter wahrscheinlich machen. Es scheint, daß auch dort die marinen Conchylien an zweiter Lagerstätte liegen. Herr P. G. KRAUSE, welcher in einer bevorstehenden größeren Veröffentlichung auch diese Verhältnisse klarlegen wird, teilt mir freundlichst mit, daß letztere Auffassung berechtigt sei. In Dirschau und Marienburg[6]) handelt es sich um Tiefbohrprofile, die von vornherein viel vorsichtiger beurteilt werden müssen als Tagesaufschlüsse; für beide Orte ist der Nachweis, daß rein erhaltene Ablagerungen in situ getroffen sind, nicht erbracht. Zur Entscheidung der aus den beiden „Interglacial"profilen in Marienburg nicht vollends lösbaren Frage nach dem Liegenden der Meeresschichten nimmt JENTZSCH eine dritte Bohrung von dort zu Hülfe, aus der aber grade zu ersehen ist, wie nahe die Möglichkeit liegt, daß das dortige „Interglacial" nur wenig verunreinigtes älteres Material ist. In dieser dritten Bohrung findet sich nämlich bei 69,5—74 m Tiefe ein kalk- und spatarmer, glaukonitreicher Sand — d. h. eine nur wenig verunreinigte Tertiärmasse — über typischem Glacialgrand mit Ge-

[1]) Vergl. JENTZSCH, Jahrb. Kgl. preuß. geol. L.-A. 1895.
[2]) JENTZSCH, Diese Zeitschr. 42, (3).
[3]) JENTZSCH, Jahrb. Kgl. preuß. geol. L.-A. 1884.
[4]) Ebenda 1885.
[5]) Vergl. KLEBS, Ebenda 1883 u. 1884.
[6]) JENTZSCH a. a. O.

schiebemergelstücken. Sollte das „Interglacial“ nicht vielleicht ein Analogon hierzu sein? Die *Yoldia*- und *Cyprina*-Tone vom Haffufer bei Elbing endlich kann man wohl auf Grund der Tatsache, daß sie „im entscheidenden Aufschluß“[1]) von einer 30 cm mächtigen Geschiebemergelbank unterteuft werden, noch nicht endgültig ins Interglacial I versetzen; es sind kolossal gestörte und vom Eis unterfaßte Massen. Von der bei Tolkemit aufgefundenen, gleich Neudeck ins Interglacial II gestellten Cardiumbank über Diatomeenerde, die JENTZSCH mit dem 18 km entfernten Vorkommen bei Vogelsang parallelisiert, liegt eine detaillierte Beschreibung noch nicht vor. Am besten beglaubigt ist der Fundort Kiwitten in Ostpreußen; aber auch dort konnten SCHRÖDERS[2]) sorgfältige Untersuchungen die Lagerung der Fauna zwischen zwei Moränen nicht direkt aufzeigen, sondern nur durch einen Analogieschluß wahrscheinlich machen.

Ich selbst habe endlich das zuerst von JENTZSCH beobachtete Vorkommen bei Domachau in der Gegend von Danzig seinerzeit als interglacial beschrieben, habe mich aber durch tiefergehende Schurfarbeiten davon überzeugen müssen, daß es sich hier nur um eine dislocierte und teilweise aufbereitete Scholle einer höchst wahrscheinlich präglacialen Ablagerung handelt. (Der interessante Aufschluß ist jetzt leider zum Pferdebegräbnis degradiert.) Nun ist neuerdings durch G. MAAS — vergl. dessen vorstehende Mitteilung — der außerordentlich wichtige Nachweis erbracht worden, daß zu Beginn des Quartärs, aber vor der Eisinvasion, eine breite Meeresbucht tief nach Westpreußen und sogar Posen hineingriff, und diese Tatsache läßt nun auch die vielen, in den verschiedensten Höhenlagen und Schichtenverbänden auftretenden Überreste der „Nordseefauna“ bei Elbing, Neudeck, Domachau, Marienburg u. s. w. in ganz anderem Licht erscheinen. Wenn nicht neue, unzweideutige Aufschlüsse ergeben sollten, daß in der mittleren Diluvialzeit eine zweite Meerestransgression von ganz gleichem Charakter wie diese erste Westpreußen und das ostpreußische Nachbargebiet heimgesucht hätte, so müssen wir die Hypothese eines marinen Interglacials in diesem Gebiet wohl fallen lassen. DE GEER hat unzweifelhaft Recht, wenn er die „Nordseefauna“ als Beweis eines gemäßigten Klimas betrachtet, aber dies Klima würde als präglaciales nichts merkwürdiges mehr haben.

---

[1]) JENTZSCH, Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. 1898.
[2]) Ebenda 1885.

13. Über ein reichliches Vorkommen von Tertiärgesteinen im Diluvialkies bei Polzin, Hinterpommern.

Von Herrn W. DEECKE.

Greifswald, Ende April 1904.

Bei einem Vortrag in dieser Gesellschaft hat K. KEILHACK schon 1896 erörtert, daß ein großer Teil der glacialen Sande Norddeutschlands dem einheimischen Tertiär entstammen müsse. Ich bin nun heute in der Lage, einen schönen Beweis für die Richtigkeit dieses Satzes zu erbringen an der Hand eines geradezu massenhaften Vorkommens härterer tertiärer Gesteine im Diluvialkies und -Gerölle, in dem sich die weniger leicht zerstörbaren Knollen des Mittel- und Oberoligocäns angehäuft haben, während die Sande wahrscheinlich durch das Eis und seine Schmelzwasser weithin fortgeführt sind.

In diesem Frühjahr wurde ich durch die Herren Oberlehrer WAGENKNECHT zu Schivelbein und Oberinspektor HERZENSKRON zu Erfurt darauf aufmerksam gemacht, daß in Kiesgruben bei Polzin (Hinterpommern) massenhaft braune Knollen vorkämen mit einer Versteinerung als Kern. Eingesandte Stücke zeigten, daß es sich um Stettiner Sandkugeln handele mit trefflich erhaltenen Muscheln, und ich habe daher gleich nach Ostern unter freundlicher Führung des Herrn WAGENKNECHT den Fundort besucht.

Polzin liegt an der Innenseite der großen baltischen Endmoräne, die durch KEILHACK in ihrem Verlaufe festgestellt worden ist. An diese nördliche Flanke lehnen sich mächtige Kies- und Grandlager an, die, wie ebenfalls KEILHACK bei Aufnahmen des Bahnprofils Polzin - Schivelbein konstatierte, sich ziemlich weit gegen Norden und unter das Gebiet des jüngeren pommerschen Urstromtales fortziehen. Aus diesen unteren eisenschüssigen Sanden treten die Quellen heraus, welche in Polzin die Anlage der verschiedenen Bäder veranlaßt haben. Bei Polzin selbst in einer Senke hinter der Endmoräne und an dem südlichen Rande des Tales, wo das Gelände zu dem Hügelzuge ansteigt, haben wir

an der Straße nach Jagertow mächtige Kiesgruben. Dieselben werden von Herrn Baumeister SANDER seit 5—6 Jahren abgebaut, und dient ihr Material zur Beschotterung der Eisenbahndämme. Die Aufschlüsse sind z. T. 8 m hoch; leider waren sie in diesem Frühjahr z. T. verstürzt, so daß man keinen völlig klaren Einblick in die Lagerung gewinnen konnte. Soviel ist jedoch ohne weiteres deutlich, daß hier die Ablagerungen mächtiger Schmelzwasser vorliegen, die den tertiären Untergrund und den Geschiebemergel stark ausgewaschen haben. In diese Kiese sind Tone in verschiedenen Horizonten eingelagert, bilden am Eingange und am Ende der Gruben zusammen mit Geschiebemergel unregelmäßige Kuppen, die entweder eingeschoben, aufgepreßt oder bei ruhigerem Flus so zwischen die Kiese abgelagert sind. Lokal herrschen grobe Sande mit deutlicher Delta- und Übergußschichtung, an anderen Stellen ist Geröll aus kopfgroßen Rollsteinen vorhanden und als scharf abgesetzte Bank sichtbar. Die gesamte Neigung richtet sich nach Osten und Südosten, entsprechend der natürlichen Richtung der Schmelzwasserbäche.

In diesem Kiese liegen zahllose braune oder gelbrote eisenschüssige Kugeln von oft idealer Gestalt, wie sie bei Stettin oderabwärts bei Züllchow, Frauendorf und Cavelwisch in dem gelben mitteloligocänen Sande enthalten sind.

Neben den runden kommen auch ellipsoidische, brotlaibförmige und solche vor, die Imatrastein-ähnlich doppelt sind. Diese Knollen sind außen etwas gelockert, innen oft fest, außen gelbrot, innen bräunlich mit Eisenkarbonat als Zement und umschließen fast immer einen organischen Rest. Bei mäßiger Verwitterung springen sie nach den Einschlüssen auseinander, und ich habe bei Polzin schönere Muscheln auf diese Weise erhalten als bei Stettin.

Die von mir bisher beobachtete Fauna ist folgende:

Rippe von *Halitherium*.

Flossenstachel und Zähne von *Lamna*.

Zahlreiche Fischwirbel, Kopfknochen und große Schuppen.

Fusus multisulcatus BEYR. in vielen Exemplaren.

„ *erraticus* BEYR.

Natica Nysti D'ORB. in Stücken mit erhaltenen farbigen Bändern.

N. hantoniensis PILK.

Pyrula plicatula BEYR.

„ *concinna* BEYR.

Pleurotoma Selysii DE KON.

„ *turbida* SOL.

„ *flexuosa* MÜNST.

„ *laticlavi*

Cassidaria nodosa Sol. häufig.
" *evulsa* Sol.
Aporrhais speciosa Schl. nicht selten.
Dentalium Kickxii Nyst } nicht gerade häufig.
" *fissura* Lam. }
Bulla lignaria L. sehr zahlreich.
Tornatella globosa Beyr.
Pecten Stettinensis v. Koen. häufig.
" *permistus* Beyr.
Modiola micans A. Br.
Pectunculus obovatus Lam. häufig.
Nucula Chastelii Nyst selten.
Cytherea splendida Mer.
" *incrassata* Desh.
Cyprina subtransversa d'Orb.
Cardium cingulatum Goldf. häufig.
Tellina Nysti Desh.
Syndosmya Bosqueti Semp.
Psammobia sp. (große Art, häufig).
Lucina sp.
Solen sp. (1 Exempl.)
Teredo in Holz, ziemlich häufig.
Wurmröhren von cf. *Arenicola*.
Lunulites radiatus Goldf.
Hemipatagus cf. *Hofmanni* (mehrere Fragmente).

Zu dieser Liste ist zu bemerken, daß alles typische Formen des Stettiner Sandes sind. Aber bei Stettin ist die Gesamtgruppierung etwas anders, da die Gastropoden viel zahlreicher und die Zweischaler seltener sind. Wenigstens kommen die *Cytherea*-Arten und die *Isocardia* bei Cavelwisch nur vereinzelt vor, die in Polzin so häufigen *Psammobia* hatte ich an der Oder überhaupt noch nicht gefunden. Reichlicher erscheint ferner angebohrtes Treibholz, und neu ist der Nachweis von *Halitherium* in unserem Mitteloligocän. Obwohl der petrographische Charakter dem Stettiner recht ähnlich ist, möchte ich doch infolge der vielen Bivalven, des Treibholzes etc. annehmen, daß die Kugeln einer Schicht etwas flacheren Wassers entstammen, also der Küste näher abgelagert sind als die Schichten der unteren Oder.

Anstehend kennt man in Hinterpommern diese Schicht nur durch eine Tiefbohrung in Cöslin, wo auf dem Marktplatze von 57.85—68.25 m Tiefe „rötlich-brauner, feiner Sand mit Glaukonit und Septarien und Steinkernen von *Fusus multisulcatus*" gefunden wurde. Diese durch das Leitfossil bestimmte Bank wird unter- und überlagert von Sanden ähnlicher Natur, die oben in tonige

Glimmersande des Oberoligocän und vielleicht in Miocän, nach unten hin in Septarienton übergehen, der dort 37.45 m Mächtigkeit besitzt. Seinerseits wird dieser von Kreide unterteuft. Es ist nicht uninteressant zu sehen, daß in diesem Diluvialkies auch die übrigen Stufen des Tertiärs vertreten sind.

Zunächst findet sich in dem Kies oder Diluvialmergel deutliche Beimengung von Septarienton. Große zerfallende Tonbrocken trifft man gar nicht selten, und der Geschiebemergel hat zweifellos viel davon in sich aufgenommen, auch einzelne regenerierte Bänke oder Schichten finden sich eingeschaltet. Ferner bemerkte ich mehrfach abgerollte typische Septarien mit der radialen, säulenartigen Zerklüftung und dem Kalk- nebst Gypsüberzug auf den inneren Wandungen.

Aber wichtiger scheint mir das massenhafte Auftreten von oberoligocänen Eisensteinen zu sein, weil möglicherweise Fossilien in denselben gefunden werden. Denn in ganz Pommern sind diese Schichten, trotzdem sie an manchen Stellen gut aufgeschlossen sind, ganz und gar fossilleer geblieben.

In dem Cösliner Bohrloch haben wir von 38.20 m unter Tag an:

3.25 m Groben Quarzkies, unten braungefärbt, Körner von 3—10 mm Größe.
3.00 „ Groben Sand mit kleinen Quarzsteinen, die unteren Lagen durch Kohle schwärzlich.
0.20 „ Dunkelbraunen Ton mit Glimmerschuppen.
7.00 „ Groben ungleichen Quarzsand.
1.30 „ Dunkelbraunen Ton mit Glimmer.
2.60 „ Mäßig feinen Quarzsand, ungleichkörnig von bräunlich grauer Farbe.
2.30 „ Weißen Quarzsand.

In den Kiesgruben sind ebenso häufig wie die Stettiner Kugeln unregelmäßige dunkelbraune Eisensteinnieren mit dünner Schale und einem hellen glimmerreichen Sandkerne oder mit Einschluß von fettem dunkelbraunen bis schwarzen Ton. Manche dieser Konkretionen haben sehr grobes Sandkorn, erinnern an Grand, manche sind völlig ungleichkörnig. Ihre Gestalt ist gerundet eckig, ellipsoidisch, selten kugelig, ihr Gewicht oft groß, 5—10 Pfd. erreichend. Daß diese Stücke nicht dem Mitteloligocän entstammen, ist ohne weiteres klar. Ich kenne von keinem Punkte derartige Knollen aus dem Stettiner Sand oder Septarienton, wohl aber ähnliche Dinge aus dem Oberoligocän des Odergebietes, freilich nic[illegible]rob und gr[illegible] Deshalb habe ich das Profil von Cöslin [illegible]gen, d[illegible]wandte Dinge enthält, und das in diese[illegible]hl ha[illegible]h das Oberoligocän umschließt, nich[illegible]vie [illegible] kurzem angenommen wurde. Denn [illegible] hell[illegible] glimmerigen

Polziner Knauern mit dunkler, brauner Schale kommen marine Versteinerungen vor, leider selten und schlecht erhalten. Ich habe nur 2 Stück gesammelt, die solche organischen Reste bergen, aber bei der Ausdehnung der Gruben ist Aussicht, bei einiger Aufmerksamkeit mehr zu finden. In dem einen hellgrauen, glimmerigen Knollen saßen *Natica Nysti* D'ORB., *Cassidaria nodosa* v. B., *Cytherea splendida* MER., Formen, welche zwar nicht gerade für das Oberoligocän bezeichnend sind, aber vorkommen können. Ein anderes Stück ist leider zu sehr mitgenommen, um die Spezies zu bestimmen. Schließlich haben wir auch noch viele kleine Trümmer eines hellen verkieselten Coniferenholzes, das ich dem Miocän zuschreibe.

Somit ist das gesamte obere pommersche Tertiär in diesem Kieslager auf sekundärer Lagerstätte enthalten; es fehlen nur das Unteroligocän und das Eocän, die vielleicht zu tief lagen, um durch das Eis und seine Schmelzbäche angegriffen zu werden. Ein kleines Bruchstück von Paleocänsandstein beobachtete ich freilich; jedoch kann das auch ein echtes südbaltisches Geschiebe sein.

Es ist wohl keine Frage, daß alle diese Knollen, Eisensteine, Hölzer etc. aus dem Gebiete direkt N, resp. NNO von Polzin herrühren und einheimischen Ursprungs sind. Sie zeigen zugleich, daß ganz gewaltige Massen der oberen und mittleren Tertiärsande zerstört sein müssen, um solche Anhäufungen zu erzeugen. Von diesen Sanden ist nun im Diluvium nicht viel zu sehen, größere reinere Partien fehlen, sie sind eben ganz in dem neuen Gestein aufgegangen. Es ist aber sehr wahrscheinlich, daß die starke Beimischung der mittel- und oberoligocänen eisenschüssigen Sande zu dem unteren Diluvium die Eisenquellen bedingt, auf denen die Bedeutung von Polzin als Badeort beruht.

Erwähnt sei schließlich, daß in dem Kies auch ein Mammuth-Stoßzahn zutage kam, dessen erhaltenes Alveolarende ca. 40 cm lang und 8 cm am proximalen, 6 cm am distalen Ende breit ist. Das Stück liegt auf dem Polziner Rathause.

Da bei Stettin die Fundorte für diese mitteloligocäne Sandfauna bald ganz ausgebeutet zu sein drohen oder mehr und mehr verfallen, ist dieses neue, reichliche, freilich diluviale Vorkommen von einem speziellen Interesse.

14. Halurgometamorphose.

Von Herrn FERD. HORNUNG.

Leipzig-K. Z., den 12. Mai 1904.

[...]seinen dankenswerten Ausführungen über Bauxit- und [...]ige Zersetzungsprodukte in No. 3 dieser Monatsberichte

meint Herr ERICH KAISER, daß ich die Kalianreicherung der Gesteine schlechthin — und, wie es dort aussieht, ausschließlich sie — Halurgometamorphose genannt habe. Das ist in dieser Weise nicht ganz zutreffend; ich bezeichne mit jenem Namen vielmehr einen der Natur der Sache nach oft recht zusammengesetzten Vorgang, wie er sich an den Gesteinen gewisser Gegenden vollzogen hat, zu welchem mitunter auch eine Kalizuführung gehört. Um konkrete Beispiele anzuführen: dasjenige, was man am Harze bisher als Regionalmetamorphose bezeichnete, als solche mit Recht von der Granitkontaktmetamorphose unterschied, aber mit Unrecht auf den stark gepreßten, aufgestauten Südostrand dieses Gebirges beschränkt glaubte; ferner die chemisch gleichwertigen Veränderungen, welche im unmittelbaren Anschluß an jenes Pressungsgebiet westlich und nordwestlich von ihm und überall vorzugsweis am Harzrande angetroffen werden, so weit ihre Spuren nicht durch spätere Erosion getilgt wurden, und unter letzterer Voraussetzung auch noch relativ weiter gegen das Innere dieses Gebirges hin leicht zu konstatieren sind; ferner die Veränderungen, welchen das Rotliegende jener Gegend, aber auch anderwärts, z. B. am Kyffhäuser, bei Magdeburg, bei Leipzig unterlag und auch dessen Liegendes mehr oder weniger deutlich erkennbar mitbetrafen: alles dieses nenne ich Halurgometamorphose. Denn alle diese Besonderheiten sind meinen Beobachtungen und Untersuchungen gemäß die Ergebnisse eines hydrochemischen Prozesses, dessen Agens konzentrierte Salzlaugen gewesen sind, wie sie aus der Verdampfung von Ozeanwasser nach Abscheidung von dessen weniger leicht löslichen Bestandteilen resultieren, zuzüglich aller jener Stoffe, welche durch solche Laugen unter Mitwirkung des Luftsauerstoffes aus den von ihnen durchtränkten Gesteinen in Lösung übergeführt werden.

Unbeschadet der Tatsache, daß sein Agens auf offenen oder von ihm ausgeräumten Spalten den Weg in oft beträchtliche Tiefen fand, ist dieser Prozeß dadurch zunächst charakterisiert, daß er deutlichst erkennbar von oben nach unten wirkte — oben und unten natürlich im Sinne der damaligen Oberflächenkonfiguration. Daher präsentiert er sich heute z. T. als „Randmetamorphose“, wo infolge nachträglicher Emporwölbung oder Aufrichtung die Erosion durch Wegnahme der allzu stark exponierten Teile der ehemaligen Ebene Niveaus bloßlegte, die dem Agens damals nicht zugänglich gewesen waren.

Die chemischen Charakteristika dieser Metamorphose bilden eine, allerdings nicht überall lückenlos entwickelte, Summe von Einzelerscheinungen. Folgende sind die wesentlichsten:

1. Eine oft ti-[illegible] [illegible]de Oxydationswirkung, durch

welche die Gesteine ihr Kohle-Pigment und ihre etwaigen Schwefelmetalle verloren.

2. Die Abscheidung wasserfreien Eisenoxydes, bald als zonale Imprägnation, bald als mehr oder weniger gleichmäßige Rötung oder Violetfärbung ganzer Schichtenfolgen, bald als Ersatz für hierbei weggelöstes Calciumcarbonat, bald in reinen Krystallisationen auf Gängen oder überhaupt in Hohlräumen.

3. Kieselsäure - Aktion, teils physikalischer Natur, wie im orientierten Weiterwachsen schon vorhandenen Quarzes, z. B. selbst der feinsten Quarzsplitterchen und Körnchen der Tonschiefer, Höfebildung um die Quarze der Eruptivgesteine, allgemeine Verkieselung von Gesteinen, Hohlraumfüllung durch gewisse Quarzvarietäten oder auch durch Chalcedon; teils chemischer Natur, in der Bildung von Albit, auch Karpholith, aber nie von Granat, Biotit und dergleichen Mineralien anderer Metamorphosen.

4. Die Heranschaffung von Substanzen, welche in den betreffenden Gebieten entweder überhaupt noch nicht, oder doch gewiß nicht in der großen Quantität vorhanden waren, in der wir sie nunmehr finden. Ersteres trifft vor allem auf den Baryt zu, letzteres gilt vorwiegend von zahlreichen Roteisensteinvorkommnissen, sodann aber auch von jenen bedeutenden Mengen von Kali, die gewisse Gesteine so auffällig anreicherten.

Zur bequemen Beurteilung des letzterwähnten, speziell in Rede stehenden Vorganges mögen nun hier zunächst noch einmal die betreffenden Analysen der Ilfelder Gesteine folgen:

	Melaphyr		Porphyrit	
	Nr. 16, schwarz, frisch, vom Poppenberge	Nr. 46, zersetzt, vom Netzberge, Bähretal	Nr. 4, Grau, v. Kohlenschacht Kunzental	Nr. 6, zersetzt, aus dem Steinmühlentale
Kieselsäure	57.72	55.34	59.04	63.41
Tonerde	10.58	16.21	15.16	16.33
Eisenoxydul	10.55	6.63	7.95	8.11
Manganoxydul	0.17	—	0.29	—
Kalkerde	7.59	3.09	6.57	0.68
Magnesia	6.77	3.11	1.80	0.59
Kali	1.89	7.07	1.67	7.27
Natron	2.00	1.93	2.41	0.30
Wasser	1.70	3.94	3.01	2.92
Kohlensäure	3.56	2.45	2.84	0.17
Summe	102.53	99.77	100.74	99.78

Stellen wir nun die Prozentziffern des Kalis aus Herrn KAISERS Basaltanalysen mit den vorstehenden zusammen, so haben wir folgendes:

Basalt v. Kuckstein,	frisch, K_2O = 0,52;	zersetzt, K_2O = 2,35
„ „ Bramburg,	„ „ 2,01;	„ „ 1,50
Melaphyr v. Ilfeld,	„ „ 1,89;	„ „ 7,07
Porphyrit „ „	„ „ 1,67;	„ „ 7,27

Man sieht schon hieraus ohne weiteres, daß die Kalivermehrung in den Ilfelder Gesteinen — es sind obenein zwei verschiedene Gesteine! — doch wohl etwas anderes besagt, als in Herrn KAISERS Basalten. In den Ilfelder Gesteinen eine Zunahme des Kalis bis auf die Hälfte von dem, welches im reinen Orthoklas vorhanden ist; im Basalt dagegen in einem der mitgeteilten Fälle eine ganz wesentlich geringere Zunahme, im anderen sogar eine Abnahme!

Lehrreich scheinen mir auch die bezüglichen Wassergehalte zu sein:

Kuckstein-Basalt,	frisch, H_2O = 1,20%;	zersetzt, H_2O = 13,07%
Bramburg-Basalt,	„ „ 2,18 „	„ „ 15,99 „
Ilfelder Melaphyr,	„ „ 1,70 „	„ „ 3,94 „
Ilfelder Porphyrit,	„ „ 3,01 „	„ „ 2,92 „

Aus diesen Zahlen geht wiederum deutlich die totale Verschiedenheit der in Frage kommenden Zersetzungsprozesse hervor; man sieht sofort, daß das Wasser in der Halurgometamorphose ein recht rarer Artikel gewesen sein muß, wenn zersetzte Gesteine sogar weniger davon enthalten als frische, wie die Porphyritanalyse zeigt. Und das noch immer; obgleich diese Gesteine bis zu jenem Tage, an welchem STRENG sein Untersuchungsmaterial davon abschlug, reichlich Zeit und Gelegenheit hatten, sich anderweitig mit Wasser zu versehen. Das dürfte denn wohl auch geschehen sein, so daß die Annahme, sie hätten damals, als sie aus dem halurgometamorphischen Prozesse hervorgingen, noch weniger, vielleicht sogar überhaupt kein Wasser enthalten, mindestens nicht unbegründet ist; gestützt wird sie außerdem durch das im wasserfreien Zustande vorhandene Eisenoxyd, welches die betreffenden umgewandelten Ilfelder Gesteine allgemein pigmentiert, außerdem auch im reinen, krystallinischen oder krystallisierten Zustande auf Gängen ebendort vorkommt. Wie stark hydratisiert sind dagegen jene Basalte!

Es sei darauf hingewiesen, daß durch Umrechnen an den in Rede stehenden Analysen nichts Wesentliches zu ändern ist. Auf die ausgezeichnete chemische wie petrographische Vergleichbarkeit gerade von Basalt und Melaphyr mache ich noch speziell

aufmerksam. Die totale Verschiedenartigkeit der beiden Zersetzungsprozesse tritt hierdurch noch mehr hervor. Sie lehrt, daß Verwitterung und Halurgometamorphose genau so viel oder so wenig mit einander gemein haben, wie eben Regenwasser und konzentrierte Salzlaugen.

---

15. Triasschichten (?) von der Ostgrenze der Residenzschaft Tapanuli auf Sumatra.

Von Herrn ARTHUR WICHMANN.

Utrecht, den 22. Mai 1904.

Vor einigen Jahren brachte W. VOLZ die überraschende Kunde von dem Auffinden obertriadischer Schichten im Gebiete des oberen Kwalu in der Residenzschaft Sumatras Ostküste, einer Schichtenfolge, die etwa den Raibler Schichten in den Alpen entspricht.[1])

Zwar hatte STEFANO TRAVERSO schon früher einige Kalksteine aus dem Gebiete des Toba-Sees auf Grund ihres petrographischen Charakters für „permo-triadisch" angesehen, ohne daß Lagerungsverhältnisse und Fossilführung einen Anhaltspunkt für diese Annahme ergeben hatten.[2]) Trotz alledem erscheint es sehr wahrscheinlich, daß auch in der westlichen Hälfte der Insel der oberen Trias zuzuzählende Ablagerungen auftreten, und möchte ich zu diesem Zwecke umsomehr die Aufmerksamkeit auf die einer längst vergangenen Zeit angehörenden Aufzeichnungen von LUDWIG HORNER lenken, als der Fundort leicht zu ermitteln ist.

Am 23. September 1838 legte dieser Forscher den Weg von Rau (Abteilung Ajer Bangis und Rau der Residenzschaft Padangsche Benedenlanden) nach dem Orte Pahantan (Unter-Abteilung Klein-Mandailing, Ulu und Pahantan der Residenzschaft Tapanuli) zurück. Auf diesem Pfade wurde nach dem Verlassen des Tales des Gadis der Ort Tjubadakh Limomanis[3]) erreicht und darauf, in der Richtung des gleichnamigen Flusses

---

[1]) Trias auf Sumatra. Diese Zeitschr. 50. 1898, S. 137 F. — Beiträge zur geologischen Kenntnis von Nord-Sumatra. Ebenda. 51. 1899, S. 26—38.

[2]) Rocce vulcaniche e metamorfiche dell'alte piano di Toba nell' isola di Sumatra. Annali del Mus. Civ. Storia nat. (2) XVI. Genova 1896 S. 325.

[3]) ca. 99° 55′ O. L., 0° 36′ N. Br.

oberdevonischen Kalke des Dorfes Wlochy enthaltenen Komplex von Tonschiefer, Grauwackenschiefer und -Sandsteine und Dolomit (?).

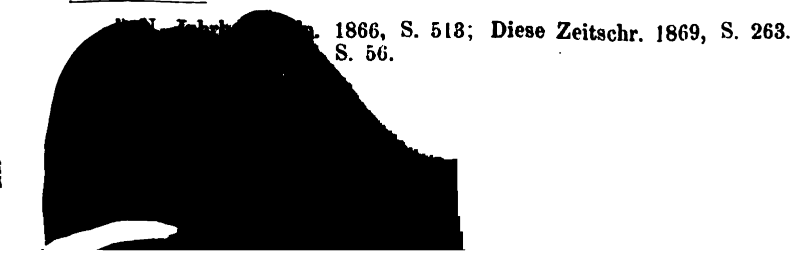
Gesteine, welche den obenerwähnten petrographisch ähnlich sind, sind in der Umgebung des Dorfes Swentomarż, welches nördlich vom Swentykrzyż-Zug und in einer Entfernung von ca. 4 km östlich vom Flecken Bodzentin liegt, sehr verbreitet. Diese Gegend ist während mehrerer Jahre der Gegenstand meiner Untersuchungen gewesen, und das von mir hier gesammelte Material gibt mir die Möglichkeit, die Überzeugung auszusprechen, daß die Stringocephalen-Schichten auf dem nördlichen Abhange des polnischen Mittelgebirges in stratigraphischer und facieller Hinsicht nicht dem Eifelkalke, sondern den entsprechenden Horizonten des rechtsrheinischen Gebietes ähnlich sind.

Die ausführliche Bearbeitung und Darstellung der Tatsachen, welche mich zu diesem Schlusse geführt haben, wird den Inhalt einer speziellen Arbeit ausmachen; in der jetzigen Mitteilung will ich nur eine sehr zusammengedrängte Übersicht der stratigraphischen Verhältnisse der Stringocephalen-Schichten von Swentomarż und seiner Umgegend geben.

Das mitteldevonische Alter der Gesteine des Profils von Swentomarż-Sitka ist noch von ZEUSCHNER[1]) festgestellt worden, welcher in dem hier entwickelten Komplex von „Grauwacken-Schiefer und bräunlichem Kalke" mehrere einzelne Horizonte unterscheidet, wobei er jedoch unrichtig eine vom S. (liegende Seite) nach N. (hangende Seite) verlaufende normale Schichtenfolge annimmt. GÜRICH[2]) unterscheidet verschiedene paläontologisch charakterisierte und zwar mehrere mitteldevonische Horizonte und einen oberdevonischen. Diese Horizonte, von jüngeren zu älteren übergehend, sind folgende:

Retrostriata-Schiefer.	Oberdevon.
Korallendolomit von Sitoszka	Unt. Stringocephalen-Schichten.
Crinoiden-Bank Bifida-Bänke	Crinoiden-Schichten.
Reticularien-Schichten Grauwacken-Tonschiefer	Calceola-Schichten.

Die Einteilung des ganzen Komplexes der devonischen Ablagerungen des Profils in diese Horizonte ist als gelungen zu bezeichnen, die stratigraphischen Verhältnisse sind jedoch von GÜRICH in der angeführten Tabelle unrichtig angegeben, weil die Schichten, die er als Calceola-Schichten betrachtet, in Wirk-



1866, S. 518; Diese Zeitschr. 1869, S. 263.
S. 56.

lichkeit zu den Stringocephalen-Schichten und z. T. zu deren oberen Horizonten gehören.

Nach meinen Beobachtungen kann man in dem Profile von Swentomarż folgende stratigraphische Horizonte unterscheiden:

1) Schichten mit *Aphyllites evexus* und *Aphyllites discoides* (= Reticularien-Schichten von Gürich), welche die jüngsten mir bekannten Horizonten des Profils sind. Es sind Tonschiefer mit mehr oder weniger zahlreichen Zwischenlagen von grauem Kalke, gelbem Mergelschiefer, Knollenkalken und schwarzem Plattenkalke. Dieser Horizont ist im Profil dreimal aufgeschlossen, wobei die Zahl der Kalkeinlagerungen von S. nach N. wächst. Die Kalke und besonders der Mergel enthalten eine reiche Brachiopoden-Fauna, in den Schiefern ist eine charakteristische Tiefsee-Fauna enthalten, welche aus Cephalopoden, Gastropoden und Lamellibranchiaten zusammengesetzt ist. Die Hauptvertreter der Fauna dieses Horizontes sind:

Productella subaculeata Murch.
Kayserella lepida Schnur.
— *lepidiformis* Gürich.
Skenidinum fallax Gürich.
Dalmanella eifliensis Vern.
Reticularia simplex Phillips.
— *triquetra* Gürich.
— *dorsoplana* Gürich.
Martinia inflata Schnur.
Anoplotheca lepida Goldf.
Pentamerus globus Bronn.
— *brilonensis* Kayser.
Camarophoria brachyptycta Schnur.
Camarophoria gracilis Gürich.
— cf. *formosa* (Schnur) Kayser.
Rhynchonella cf. *implexa* Sow.
— *procuboides* Kayser.
Stringocephalus Burtini Defr.
Buchiola ferruginea Holzapfel.
— *trijugata* Beushausen.
Loxonema Kayseri Holzapfel.
Platyceras compressum Roem.
Pleurotomaria cf. *minutula* Sandberg.
Bellerophon sp.
Orthoceras arcuatellum (?) Sandberg.
Orthoceras angustum Holzapfel.
— *subflexuosum* Münst.
Aphyllites evexus L. v. B. var. *costulata Arch.* Vern.
Aphyllites evexus L. v. B. var. *polonica* Gürich.
Aphyllites evexus L. v. B. var. *subcostulata* nov. var.
Aphyllites discoides Waldschm. var. (?)
Tornoceras cinctum (?) Keyserling.
Tornoceras angulato-striatum (?) (Koch) Kayser.
Tornoceras simplex L. v. B. var. *typus* Sandberg.
Tornoceras simplex L. v. B. var. *Crilonense* Kayser.
Tornoceras simplex L. v. B. var. *magnosellaris* (?) Holzapfel.
Maeneceras terebratum Sandberg.
— *Decheni* (?) (Beyrich) Kayser.
— *Decheni* (Beyr.) Kays. var.
Phacops breviceps Barr.

Die aufgezählte Fauna ist an drei Punkten gesammelt worden, wobei die Identität des an diesen drei Stellen aufgeschlossenen Horizontes wegen der großen Zahl gemeinsamer Arten keinem Zweifel unterliegen kann. Das Oberstringocephalen-Alter dieser Schichten ist auch zweifellos.

2) Schiefer mit *Posidonia hians* und *Styliolina*

sp. Es sind grünliche weiche Tonschiefer mit *Posidonia hians* Waldschm., *Buchiola ferruginea* Holzapfel var. *polonica* n. var., *Buchiola trijugata* Beushausen, *Styliolina* sp., *Tentaculites* sp., *Orthoceras* sp. und Ostracoda (diese Fauna ist an mehrere Punkten gesammelt worden). Sie sind im Profile viermal aufgeschlossen. In allen Fällen liegen sie unmittelbar im Liegenden des obenbeschriebenen Horizontes, obgleich sie in zwei Fällen, dank einer umgekehrten Schichtenfolge darauf zu liegen scheinen. Im S. ist die Mächtigkeit dieser Schiefer unbedeutend, sie liegen zwischen den Schichten mit *Aphyllites evexus* und dem tiefer liegenden Komplexe der „Grauwacken-Schiefer" und sind mit beiden durch petrographische Übergänge verbunden. Im N. nimmt ihre Mächtigkeit zu und sie scheinen die eben erwähnten hier sehr reduzierten Grauwacken-Schiefer z. T. zu ersetzen. Es ist möglich, daß man hier auch einen Teil des früher erwähnten schwarzen Plattenkalkes, in welchem außer einer großen Zahl meist nicht bestimmbarer Brachiopoden auch *Styliolina* sp. und *Buchiola* sp. enthalten sind, demselben Horizonte zurechnen müßte.

Trotzdem die stratigraphische Lage der Schiefer mit *Posidonia hians* und *Styliolina* sp. ganz klar ist, begegnet man bei der Bestimmung ihres Alters einigen Schwierigkeiten, weil man sie mit gleichem Rechte zu den unteren Horizonten der oberen Stringocephalen-Schichten, als auch zu den oberen Horizonten der unteren Stringocephalen-Schichten rechnen kann. Jedenfalls, trotz der großen Menge von *Posidonia hians* an einigen Punkten, können wir nicht diese Schichten für ein Äquivalent des ganzen Odershäuser-Kalkes anerkennen, weil unter ihnen noch ein bedeutend mächtiger Komplex der unteren Stringocephalen-Schichten liegt. Außerdem deutet *Buchiola trijugata*, welche auch in höher liegenden Schichten mit *Aphyllites evexus* vorkommt, auf ein jüngeres Alter hin. Es ist möglich, daß der in Frage stehende Horizont im N., die tiefer liegenden „Grauwacken-Schiefer" z. T. ersetzend, eine tiefere Lage als im S. besitzt. Nebenbei muß ich bemerken, daß ich im N. *Buchiola trijugata* in diesen Schichten nicht gefunden habe.

3) Der Grauwacken-Schiefer ist im Profil zweimal aufgeschlossen, jedesmal unmittelbar im Liegenden, wegen umgekehrter Schichtenfolge scheinbar im Hangenden des vorhergehenden Horizontes. Besonders mächtig entwickelt ist er im S., wo sein ganzer Komplex zwischen dem Schiefer mit *Posidonia hians* im S. und den grauen Kalksteinen des Crinoiden-Alters im N. liegt

[illegible] muß man dem Grauwacken-Schiefer ein Unterstein[illegible] zuschreiben, welches annähernd dem Alter

des Lenneschiefers von Westfalen, dem unser Schiefer auch faciell ähnlich ist, entspricht. Im nördlichen Teile des Profils liegt der Grauwacken-Schiefer zwischen dem Tonschiefer mit *Buchiola ferruginea* HOLZAPFEL var. *polonica* n. var. (im N.) und den Schichten mit *Aphyllites discoides* (= Reticularien-Schichten, Schicht 10; GÜRICHS) (im S.), so, daß sein Aufschluß wahrscheinlich dem Gipfel der Anticlinale entspricht. Die Mächtigkeit des Grauwacken-Schiefers ist im nördlichen Aufschlusse bedeutend kleiner als im südlichen, und außerdem nimmt ein bedeutender Teil seiner oberen Horizonte in petrographischer Hinsicht eine Mittelstellung zwischen dem echten „Grauwacken-Schiefer" (mit einer großen Zahl von Sandsteinzwischenlagen) und dem Tonschiefer des Typus der Schiefer mit *Posidonia hians* ein. In den sandigeren Varietäten des Schiefers dieser oberen Horizonte gibt es eine Menge von Pflanzenresten. Außerdem kommen im Schiefer *Styliolina* sp., *Buchiola* sp. und ziemlich viel anderer Lamellibranchiaten (mehrere Arten), die ich wegen schlechter Erhaltung nicht bestimmen konnte, vor. Also wie schon erwähnt, scheint hier im N. die untere Grenze der Schiefer mit *Styliolina* tiefer als im S. zu liegen, und die Schiefer des letzteren Typus ersetzen z. T. den „Grauwacken-Schiefer".

4) Die Sierżawy-Schichten (= Bifida-Bänke GÜRICHS). Ich erlaube mir diese Benennung für die zu beschreibenden Schichten einzuführen, weil letztere besonders typisch in Schluchten entwickelt sind, deren Anfang das Dorf Sierżawy beinahe erreicht. Die Benennung „Schichten mit *Anoplotheca lepida*" ist nicht passend, weil diese Art auch in höher liegenden Horizonten vorkommt. *Chonetes* cf. *nana* VERN., welche GÜRICH als für diesen Horizont charakteristisch ansieht, ist augenscheinlich eine seltene Art, weil ich sie in diesen Schichten nicht gefunden habe. Deshalb kann auch diese Art für die Bezeichnung dieses Horizontes nicht für ganz passend gehalten werden.

Die Sierżawy-Schichten stellen einen bunten Wechsel grünlicher, oft auch rötlicher und dunkler Tonschiefer dar, welche mehrmals mit Kalksteinschichten von geringer Mächtigkeit wechsellagern. Dieser Komplex ist im Profil zweimal aufgeschlossen, wobei seine Mächtigkeit im N. bedeutender als im S. ist. Im nördlichen Teile des Profils liegen die Sierżawa-Schichten zwischen dem Crinoiden-Kalke (im N.) und dem Schiefer mit *Posidonia hians* (im S.), In der Mitte des Profils, wo die Mächtigkeit der Sierżawy-Schichten weniger bedeutend ist, kommen sie nach S. hin auf einen grauen Kalkstein zu liegen, welcher sich wenig von den, wie erwähnt, häufig auch in der Mitte des Komplexes vorkommenden Zwischenlagen unterscheidet, den ich aber als

einen besonderen Horizont auszuscheiden für nötig halte, weil dieser Kalkstein sowohl in petrographischer als auch in paläontologischer Hinsicht dem „Crinoiden-Kalke“ von SKALY[1]) ganz ähnlich ist, wo dieser zweifellos den niedrigsten Horizont der Stringocephalen-Schichten darstellt. An der zu beschreibenden Stelle werden die Sierżawy-Schichten vom N. her von den Schichten mit *Aphyllites discoides* bedeckt, obgleich es möglich ist, daß zwischen diesen beiden Horizonten Zwischenschichten vorhanden sind. Es ist interessant, daß, soweit man nach der Beschreibung urteilen kann, gerade hier das von ZEUSCHNER[2]) beschriebene, aber weder GÜRICH, noch mir bekannte „rote Komglomerat, zusammengesetzt aus eckigen und abgerundeten Stücken von grauem Kalkstein und Rollstücken von weißem Quarz, verbunden durch roten Tonschiefer“, vorkommen soll. Die Hauptvertreter der in verschiedenen Horizonten der Sierżawy-Schichten (ausschließlich des darunter liegenden grauen Kalksteins) gesammelten Fauna sind folgende:

Metriophyllum gracile (?) SCHLÜTER.
Haplocrinus stellaris ROEM.
Productella subaculeata MURCH.
Leptaena depressa SOW.
Strophodonta anaglypha KAYSER.
— *interstrialis* PHILLIPS.
Kayserella lepidiformis GÜRICH.
Skenidium fallax GÜRICH.
— *polonicum* GÜRICH.
Dalmanella eifliensis VERN.
— *crassa (?)* GÜRICH.
— *polonica* n. sp.
— *striatula* SCHLOTH.
Reticularia aviceps KAYSER.
— *simplex* PHILIPPS.
— *triquetra* GÜRICH.
— *dorsoplana.*
Martinia inflata SCHNUR.
Cyrtina heteroclyta DEFR.
Anoplotheca lepida GOLDF.
Athyris concentrica L. v. B.
Atrypa reticularis L.
— *desquamata* SOW.
— *aspera* SCHLOTH.
Pentamerus globus BRONN.
Camarophoria gracilis GÜRICH.
— cf. *formosa* (SCHNUR) KAYSER.
Rhynchonella parallepipeda BRONN.
— cf. *implexa* SOWERBY.
— *Wahlenbergi* GOLDF.
— *anisodonta* PHILLIPS.
— *procuboides* KAYSER.
Stringocephalus Burtini DEFR.
Turbonitella sp.
Pleurotomaria Orbignyi ARCH. VERN.

Die stratigraphische Lage dieses Horizontes ist dieselbe, wie die des „Grauwacken-Schiefers“, so daß wir annehmen können, daß der letzte gegen N. auskeilt und dort von Sierżawy-Schichten ersetzt wird.

Es muß jedoch bemerkt werden, daß da, wo sich diese Horizonte berühren, die Sierżawy-Schichten tiefer als der Grauwacken-Schiefer liegen.

5) Korallendolomit. Er ist das nördlichste Glied des Profils. Seine Aufschlüsse, welche GÜRICH nur längs des linken

[1]) SOBOLEW, a. a. O. S. 12.

[2]) N. Jahrb. f. Min. 1866, S. 514. Das Konglomerat ist im Liegenden des Amphipora-Dolomits in Zagnańsk sehr verbreitet. Diese Tatsache ist in der Literatur nicht bekannt.

Swislina-Ufers bekannt waren, finden sich tatsächlich auch auf ihrem rechten Ufer, wo er sogar viel mehr verbreitet ist. Dieser Dolomit legt sich vom N. her auf den Crinoiden-Kalk und, wie GÜRICH[1]) richtig annimmt, kann sein Alter als unterstringocephal betrachtet werden, d. h., er entspricht seinem Alter nach dem Grauwacken-Schiefer und den Sierżawy-Schichten. Es ist übrigens, wenn man die bedeutende Mächtigkeit des Dolomits in Betracht zieht, anzunehmen möglich, daß seine oberen Horizonte schon ein oberstringocephales Alter besitzen. Ich glaube diesen Dolomit mit dem Teil des Dolomites, welcher das Liegende der Amphipora- und Stringocephalen-Schichten (Bänke) von Zagaje[2]) bildet, parallelisieren zu können.

6) Der Crinoiden-Kalk liegt im Liegenden des eben beschriebenen Korallendolomits. Infolge der umgekehrten Schichtenfolge scheinen die Sierżawy-Schichten unter ihm zu liegen. Dieser Kalkstein ist dunkelgrau, krystallinisch, stellenweise fast ausschließlich aus Gliedern von Crinoidenstengel gebildet. Stromatoporen und Korallen treten hier z. T. auch gesteinbildend auf.

Von hier habe ich bestimmt:

Actinostroma stellulatum NICHOLS.
Stromotoporella eifliensis NICHOLS.
Alveolites sp.
Cyathophyllum heterophyllum M. EDW.
Fenestella sp.
Pentamerus galeatus BRONN. var. *multiplicata* ROEM.
Platyceras priscum GOLDF.

Unmittelbar im Liegenden des Kalksteines ist ein Tonschiefer entwickelt mit:

Microcyclus eifliensis KAYSER.
Leptaena depressa SOW.
— *scalensis* SOBOLEW.
Skenidium cf. *areola* QUENSTEDT.
Atrypa reticularis L.

Das Vorkommen von *Microcyclus eifliensis, Leptaena scalensis, Pentamerus galeatus* var. *multiplicata*, welche sich in Skaly entweder im Calceola- (Brachiopoden-) Mergel *(Pentamerus)* oder in den denselben unmittelbar überdeckenden Schichten finden, veranlassen mich, den Crinoiden-Kalk als den ältesten Horizont der Stringocephalen-Schichten (des oberen Mitteldevons) im Profil Swentomarż-Sitka zu betrachten.

Ein anderer Aufschluß eines Kalksteines gleichen Alters, aber in einer etwas anderen Facies, befindet sich, wie es schon mehrmals erwähnt wurde, in der Mitte des Profils im Liegenden der Sierżawy-Schichten einerseits (im N.) und des Grauwacken-Schiefers andererseits (im S.). Die Schichtenfolge ist umgekehrt, so daß der Kalkstein sich auf den Grauwacken-Schiefer zu legen scheint. Hier ist ein ziemlich bedeutender Schichtenkomplex, (dessen Kopfenden auf einer Strecke von einigen 10 Meter aufgeschlossen sind) bestehend

[1]) a. a. O. Palaeozoicum etc. S. 64.
[2]) ZEUSCHNER, Diese Zeitschr. 1869 S. 265.

aus einem grauem, geschichteten Kalkstein, welcher bei der Verwitterung in eckige Stücke zerfällt, entwickelt. Unmittelbar auf der Oberfläche liegt eine Menge von Versteinerungen, die sich durch Verwitterung aus dem Gesteine gelöst haben. In bezug auf Arten unterscheidet sich die hier gesammelte Fauna fast gar nicht von der oben beschriebenen Fauna der Sierżawy-Schichten; einige qualitative Unterschiede sind jedoch vorhanden. So fällt in der ersten Fauna die große Zahl von Einzel-Korallen und die merkwürdig große Menge von *Anoplotheca lepida* auf; dagegen sind Reticularien und Camarophorien in der zweiten Fauna zahlreicher. Besonders interessant ist das Verhältnis zwischen *Rhynchonella parallepipeda* BRONN und *Rhynchonella* cf. *implexa* Sow. in bezug auf ihre Verbreitung. Die letzte ist für die Sierżawy-Schichten, besonders für ihre oberen Horizonte, charakteristisch, wogegen in dem zu beschreibenden Kalkstein nur ein Exemplar dieser Art gefunden worden ist. Umgekehrt ist *Rhynchonella parallepipeda* im letzteren sehr gemein, kommt aber in den Sierżawy-Schichten sehr selten vor. Endlich muß ich bemerken, daß ich in diesem Kalksteine keine *Stringocephalus* gefunden habe. Dies alles gibt Veranlassung, dem Kalksteine im Vergleich mit den Sierżawy-Schichten ein höheres Alter zuzuschreiben und ihn mit dem vor ihm beschriebenen Crinoiden-Kalke, mit dem er noch in der Hinsicht ähnlich ist, daß auch er Glieder von Crinoiden-Stengel massenhaft enthält, für gleichalt zu halten. Diese Ansicht wird noch dadurch bekräftigt, daß er petrographisch und faunistisch dem schon mehrmals erwähnten Crinoiden-Kalke von „Skaly“ ähnlich ist, der unmittelbar im Hangenden des Calceola-Mergels liegt. Deshalb halte ich für erlaubt, auch für den in Frage stehenden Kalkstein den Namen „Crinoiden-Kalk“ zu behalten. Obgleich man diesen Kalkstein, wie schon erwähnt wurde, als den unteren Horizont der Sierżawy-Schichten betrachten kann, ergibt sich jedoch seine Unabhängigkeit von den letzteren aus der Tatsache, daß der Crinoiden-Kalk weder hier noch in „Skaly“ von Grauwacken-Schiefer ersetzt wird, wie wir es für die Sierżawy-Schichten angenommen haben.

Die Fanna des zuletzt beschriebenen Crinoiden-Kalkes ist folgende:

Aulopora repens GOLDF.
Metriophyllum gracile SCHLÜTER.
Diphyphyllum intermedium GÜRICH (und andere Korallen).
Haplocrinus stellaris ROEM.
Productella subaculeata MURCH.
Leptaena depressa SOW.
Strophodonta interstrialis PHILIPPS.
Orthothetes umbraculum SCHLOTH.
— — var. *biconvexa* KAYSER
Kayserella lepida SCHNUR.
— *lepidiformis* GÜRICH.
Skenidium cf. *areola* QUENSTEDT.

Skenidium cf. *fallax* GÜRICH.
— *polonicum* GÜRICH.
Dalmanella eifliensis VERN.
— *crassa* ? GÜRICH
— *polonica* n. sp.
— *striatula* SCHLOTH.
— *krotowi* TSCHERNYSCHEW.
Reticularia aviceps KAYSER.
— *dorsoplana* GÜRICH.
Martinia inflata SCHNUR.
Cyrtina heteroclyta DEFR.
Nucleospira lens SCHNUR.
Anoplotheca lepida GOLDF.
Athyris concentrica L. v. B.

Athyris concentrica var. *ventrosa* KAYSER.
— — var. *squamosa* KAYSER.
Atrypa reticularis L.
— *desquamata* SOW.
— *aspera* SCHLOTH.
— *alinensis* VERN.
Pentamerus globus BRONN.
Camarophoria bijugata SCHNUR.
— cf. *formosa* (SCHNUR) KAYSER.
Rhynchonella parallepipeda BRONN.
— *subcardiformis* SCHNUR.
— cf. *implexa* SOW.
— *Wahlenbergi* GOLDF.

Rechtsrheinische Äquivalente	Swientomarż	Skaly		Eifel
	?	Korallenkalk von Wlochy		Oberdevon
Schichten mit *Aphyllites discoides* (Wildungen).	Ton- und Mergelschiefer (mit Einlagerungen von Platten- und Knollenkalken) mit *Stringocephalus, Aphyllites discoides, Aph. evexus* u. s. w.	?	*Amphipora*-Dolomit und Stringocephalen-Kalk	Obere Stringocephalen-Schichten
? Odershäuser Kalk ? (z. Teil)	Styliolinenschiefer mit *Posidonia hians*			
Lenneschiefer	Dolomit — Grauwacken-Tonschiefer	Grauwacken-Tonschiefer	Dolomit	Untere Stringocephalen-Schichten
Haina-Kalk	Sierżawy-Schichten und Crinoiden-Korallenkalk	Korallen und Crinoiden-Kalk		Crinoiden-Schichten
	?	Calceola-(Brachiopoden-)Mergel		Calceola-Schichten

Die Untersuchung des Profils von Swentomarż veranlaßte mich, meine Ansicht über den Bau des Profils Gregorzewice-Wlochi[1]) abzuändern. Nördlich vom Aufschlusse des Calceola-(Brachiopoden-) Mergels (Aufschluß 7) muß man eine normale Schichtenfolge annehmen, wobei man die Tonschiefer (Aufschlüsse 7a und 9) mit Zwischenlagen vom Crinoiden-Kalk (Aufschluß 8), Korallen-Mergel (Aufschluß 10) und Kalkstein (mit *Spirifer Davidsoni*, Aufschluß 11) dem Crinoiden-Kalke und vielleicht teilweise den Sierżawy-Schichten parallelisieren, und die höher liegenden Grauwacken-Schiefer ebensolchen Schiefern des Profils Swentomarż-Sitka gleichstellen muß.

Auf diese Weise existiert die auf dem von mir angegebenen geologischen Profile zwischen dem Crinoiden-Kalke und dem ihn überlagernden Tonschiefer dargestellte Überschiebung in Wirklichkeit nicht.

Folgende Tabelle stellt schematisch die stratigraphischen Verhältnisse des oberen Mitteldevons von Swentomarż und „Skaly" dar.

Ich habe hier den oberdevonischen Schiefer mit *Buchiola restrostriata* L. v. B., dessen Vorkommen im Profil Swentomarż-Sitka Gürich[2]) angibt, nicht gefunden. Im südlichen Profilende tritt an seiner Stelle der Schiefer mit *Posidonia hians* auf, im nördlichen Ende ist es wegen des schematischen Charakters der kleinen Karte von Gürich schwer, die Lage seiner Aufschlüsse genau zu bestimmen; es ist aber auch möglich, daß auch hier diese Aufschlüsse mit denen des Styliolinenschiefers zusammenfallen.

---

17. Die ersten Versteinerungen aus Tiefbohrungen in der Kaliregion des norddeutschen Zechsteins.

Von Herrn K. Ochsenius.

Marburg, den 13. Juni 1904.

Herr Dr. E. Zimmermann hat obige in der Sitzung unserer Gesellschaft am 6. April d. J. vorgelegt. Es sind *Gervillia*, ? *Liebea*, ? *Schizodus*, ein Brachiopode, *Pleurophorus costatus*, kleine Gastropoden und Chondrites-artige Tange, nach ihm marine Versteinerungen, aus dem Salzton von Sperenberg, Querfurt, Frankleben unweit Merseburg u. a. O.

---

[1]) Sobolew, a. a. O.
[2]) Palaeozoicum, S. 59 u. 63.

Diese Funde in Verbindung mit ausgezeichneter Dünnschichtung des Salztons, dessen geringer Mächtigkeit und Gehalt an Magnesiumkarbonat, lassen ihn die meiner Ansicht nach subaërische Entstehung des Salztons bezweifeln.

Gehen wir einmal auf seine Idee etwas näher ein, indem wir uns die Vorgänge nach Absatz der Carnallitregion, über die sich der Salzton ausbreitete, zu vergegenwärtigen suchen.

Die Oberfläche der Salzsenke von der Weser bis nach Inowrazlaw hin wird schwerlich glatt und genau wagerecht gewesen sein, die Salze kehren sich beim Auskristallisieren nicht immer an die Gesetze der Schwere.

In den tiefern Teilen der Senke wird über dem festgewordenen Carnallit Lauge, sehr konzentrierte Lauge stehen geblieben sein, höhere Teile werden trocken emporgeragt haben.

Nun kommt der Staub, vom Winde oder Sturm der Wüste angebracht. Er ist vom Festlande, denn er enthält Tonerdesilicat in vorherrschender Menge (bis zu 72,7 %), Kalk- und Magnesiakarbonat, Eisen, Kalksulfat und zuweilen auch Bitumen neben löslichen Salzen. (Analysen bei G. Bischof nach Schafhäutl und bei J. Roth, Ochsenius).

Seine erdigen Hauptbestandteile gehören also den unter ihm befindlichen Salzen nicht an, und sein Bitumen beweist, daß auch Organisches mitkam, das sicher in den konzentrierten Laugen fehlte. Organismen werden ja von Mutterlaugen zu Bitumen gemacht. Da, wo der Staub auf flüssige Lakenreste fiel, wurde er eingetränkt, nahm vielleicht die feine Schichtung an, wenn er sie nicht schon auf subaërischem Wege erhalten hatte, und wurde bituminös; da, wo er trocken blieb, nahm er nur wenig Salz aus dem Untergrund auf. Hier konnten sich Tümpel aus Luftfeuchtigkeit — es regnet ja, wenn auch seltenst, zuweilen stark in der Wüste — bilden, die organisches Leben aufkommen ließen. Reines Chlornatrium allein ist der Vegetation viel weniger schädlich als die Magnesiumsalze — Chlorid und — Sulfat. Schlammig ist vielleicht der Boden gewesen.

Derartige Verhältnisse können sowohl auf trockenem, wie auf nassem Wege zustande kommen, das sieht man beim Buntsandstein. Der ist auch das Produkt einer Wüstenbildung, wie sie die Aralokaspische Gegend aufweist mit allen möglichen Varianten. Dasselbe glaube ich für die erste trockene Bedeckung der Salzwüste in unseren Zechsteinbecken, d. h. die subaërische Formation beanspruchen zu müssen.

In dem großen Terrain zwischen der Wesergegend und Inowrazlaw, zwischen Thüringen und der Nord- und Ostsee können die vielfachsten Modifikationen Platz gegriffen haben.

Tümpel mit Salzwasser, welche sicherlich nicht gefehlt haben, können recht gut von kleinem Getier bevölkert worden sein, das darin fortkam. Dipterenlarven wimmelten s. Z. in der Oeynhauser Sole, und in einem Zoologiewerk las ich, daß Fliegenlarven sogar in Küchensalz leben, wachsen und gedeihen. Keime von *Gervilleia*, kleinen Gastropoden u. s. w. sind doch nicht so groß, daß sie nicht von Stürmen, die gewiß in der Salzwüste gerast haben, von den Festlandsrändern hätten angebracht werden können. Von kleinen Käfern im Steinsalz von Wieliczka berichtete schon Rendschmidt, über Cerithien und Polythalamien darin R. A. Philippi. Wirbelstürme transportieren ja auch zuweilen recht schwere Trümmer. In den Tümpeln der Salztonoberfläche müssen auch Algen oder dergl. vegetiert haben als Futter für die Tiere, die schwerlich alle so wie die Larven im Küchensalz fortgekommen sind. Die massenhaft in Salztümpeln vorkommende *Artemia salina* muß sich doch auch von Algen direkt oder indirekt nähren. Gerade die von Zimmermann beobachtete Anhäufung von kleinen Salztieren an nur vereinzelten Stellen spricht gegen eine allgemeine Wasserbedeckung, die ja der Verbreitung der kleinen armseligen Fauna günstiger gewesen wäre, als die Lebensbedingungen in scharf umgrenzten Lachen.

Interessant würde es sein, zu erfahren, wie stark die Salztonmächtigkeit unterhalb der fossilführenden Horizonte ist. Daraus könnte man auf den Grad der Salinität des Tümpelinhaltes schließen. Ich denke, daß in Lachen über mächtig entwickeltem Salzton günstigere Bedingungen für organisches Leben vorhanden waren, als über dünnen Schichten, die leichter von den Salzen des Untergrundes durchdrungen wurden. Die ausgezeichnete Dünnschichtung schließt keineswegs eine subaërische Zuführung des Materiales aus. Schon Beyrich führte die papierdünne Schichtung in den die salinischen Betten von Kelbra und Frankenhausen begleitenden Gesteinen auf eingewehten Kalkstaub zurück.

Auch ich kann mir nicht denken, daß die hygroskopischen, nur in der Sonnenglut fest gewordenen carnallitischen Salze eine Schicht von einigen hundert Metern Wasser, aus welchen das sog. jüngere Steinsalzflötz hervorging, über sich stehen gelassen haben, ohne wieder in Lösung zu gehen.

L. Mrazec, der die rumänischen Salzlager eingehend studiert hat, sagt auch: „Die die Salzmasse verunreinigenden Tone und gewisse in ihr fein verteilten Sande sind größtenteils zweifellos aeolischen Ursprungs.“[1]) Ebenso macht der Plattendolomit von Westthüringen durch seine ungleichartige poröse Beschaffenheit

---

[1]) Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenw. 51. 1908. S.-A. S. 14.

ganz den Eindruck von zusammengewehtem Material.

Hiernach muß ich behaupten, daß weder das Auffinden von einzelnen Kolonien oder Individuen von kleinen Salzwassertieren in unserm Zechstein-Salzton oder (durch v. Ammon) im Plattendolomit, noch die stellenweise auftretende feine Schichtung einen Beweis dafür abgibt, daß die genannten Gebilde ganz aus Wasser abgesetzt worden sind. Eine Mitwirkung dieses flüssigen Elementes in vergleichsweise sehr beschränkten Lokalitäten, sagen wir in einzelnen isolierten Lachen, mag stattgefunden haben; aber weiter nichts.

Über die nachträgliche konkretionäre Entstehung von Gipsgebilden in trockenen Massen, z. B. in Ton, habe ich bis zum Überdruß schon seit Jahren Belege beigebracht, u. a. aus den Kasematten von Ehrenbreitstein. Dort formierten sich sogar fingerlange Kristalle in lufttrocken eingedecktem Ton. Im untern Buntsandstein ist es ähnlich zugegangen.

Zimmermann sagt dann S. 50, daß der Salzton bei ungestörter Lagerung ! nur ca. 4 m Mächtigkeit habe und führt diese überraschend geringe Stärke als Argument gegen dessen subaërische Bildung an.

Ich muß gestehen, daß mich von den Zimmermannschen Mächtigkeitszahlen für Salzton und die auf S. 48 auch für andere Schichtenglieder angegebenen als Bergmann eigentlich nur eine einzige hinlänglich interessiert, um darüber zu diskutieren, d. h. die der Carnallitregion.

Ob Salzton stark oder schwach entwickelt ist, ob Anhydrit oder (nicht erwähnter) Gips nur eine durchsunkene, erbohrte oder eine absolute Meterzahl aufweist, ob der Anhydrit als Haupt- oder Nebenglied sich verewigt hat, alles das besitzt in meinen Augen nur eine höchst nebensächliche Bedeutung. Am liebsten würde ich alles außer Kali mit dem Namen „Abraum“ belegen. Solcher soll nur seine Rolle als gutes Deckgebirge spielen oder als Füllmaterial zum Versetzen der bergbaulich entstandenen Hohlräume. Das Zeug ist über Tage kaum als splendid material for filling ditches with zu gebrauchen, weil es fast immer Wasser anzieht und schlammig wird.

Da wir nun aber einmal beim Salzton sind, mag er zuerst erledigt werden.

Die angeführte Mächtigkeit von 4 m bei ungestörter Lagerung wird auf S. 49 auf 4—10 m erweitert. Hierzu muß ich bemerken, daß m. W. kein einziges Kalibett in Norddeutschland in ungestörter Lagerung existiert.

Die am wenigsten affizierten Kalibetten sind die westthüringischen, da liegen z. B. bei Gasteroda 12,1 m und an

der Kesselbrücke südlich von Dietlas, noch unter dem Plattendolomit und Letten, 15,92 m graue und rote Salztone, und zwar in notorisch und durchgehend fast ganz horizontal gebliebener Position. Mag auch an einzelnen Punkten Norddeutschlands der Salzton nur 4 m stark sein, im allgemeinen ist seine Mächtigkeit sicher eine viel größere, so weist der Mansfelder Georgischacht 16,5 m grauen Salztons auf. M. E. spricht gerade die große Variabilität der Stärke einer Schicht gegen den Absatz aus ruhigem Wasser. Trotzdem kann sich das bischen Salzton nicht mit dem zusammengewehten chinesischen Löß und dem argentinischen Pampaslehm messen.

Wenn nun Zimmermann den Ausdruck „Salzton“ für unsachgemäß hält und dafür „Salzmergel“ gebrauchen will, so dürfte dieser gewiß nicht für jeden Salzton passen, z. B. nicht für einige Sorten von Berchtosgaden, welche nur 1,85 und 4,85% kohlensauren Kalk im Unlöslichen nach Schafhäutl (bei G. Bischof) enthalten; Mergel soll doch im Minimum 15% Kalk aufweisen. Eine andere Probe von Berchtesgaden hatte dagegen 42,4% Kalk. Schon in den 50er Jahren des vorigen Jahrhunderts bezeichnete Senft den Salzton so, und später glaubte auch J. Roth, daß „Salzmergel“ besser passe, allein der alte Ausdruck hat sich mit Recht erhalten.

Wo kam nun der kohlensaure Kalk im Salzton her? Ozeanwasser enthält zu wenig davon; also von den kalkhaltigen Gesteinen der Busenränder. Aber in Gestalt von Lösung — schwerlich; denn der zur Tiefsee gehörige Zechsteinbusen von Norddeutschland war doch zu groß, als daß sich kalkige Gewässer von den Uferrändern weit hinaus in die konzentriert salzige Wasserwüste hätten verbreiten können. Der Gehalt an Magnesiumhydrat und -karbonat ließe sich wohl auch auf die Felsen des Litorales wenigstens z. T. zurückleiten; denn die meisten unserer festen Gesteine enthalten ja Magnesiumsilicat. Allein ich glaube eher an die Herkunft aus dem leicht zersetzbaren Magnesiumsulfat und dem mitgegangenen Magnesiumchlorid. Die Begleitwasser des Erdöls sind meist sulfatfrei, weil die Kohlenwasserstoffe das einzig in Betracht kommende Bittersalz zerlegen; der Berchtesgadener Salzton weist 2,53 und 4,18% Bitumen auf, im löslichen Teile Chlornatrium und Chlormagnesium, kein Magnesiumsulfat. Solches findet sich jedoch mit den Chloriden von Natrium, Kalium und Magnesium in dem Salzton von Westeregeln.

Sollten nicht gerade die giftigen Magnesiumsalze Ursache sein, daß die Organismen in den Salztontümpeln so vergleichsweise selten sich finden?

Umfassende genaue Analysen wären sehr wünschenswert, aber die Chemiker unserer Chlorkaliumfabriken haben wichtigeres zu tun.

Für den Kalkgehalt gibt die Annahme aeolischer ungleichmäßiger Verbreitung des trockenen, staubartigen Materials von verschiedener Zusammensetzung je nach der Natur der verwitterten und zerblasenen Ufergesteine die einzige plausibele Erklärung.

Und nun gar der Ton selbst. In Süßwasser hält sich Tontrübe unter Umständen monatelang, im Salzwasser kaum stundenlang; deshalb schlägt sich der suspendierte Tonschlamm der Flüsse bei deren Eintritt ins Meer alsbald nieder. Wenn nun Rinnsale von den Gestaden des Zechsteinsalzbusens Ton angebracht hätten, müßte dieser als Salzton in der Nähe der Ufer und namentlich der Mündungsgegenden enorm mächtig sein, dagegen in den zentralen Partien fehlen.

Im Gegensatze hierzu betont ZIMMERMANN selbst S. 50 die bestehende ununterbrochene Verbreitung dieser Salztonschicht von nur ca. 4 m Mächtigkeit von Bleicherode über Heldrungen und Staßfurt bis Lübtheen und Rüdersdorf.

Da helfen Mitteilungen über Staubfälle in und aus Wüsten viel leichter hinweg über das Dilemma, bei dem es uns Geologen als Zeitprotzen ja auf einige Millionen Jahre nicht anzukommen braucht. In Parenthese will ich hier bemerken, daß der Plattendolomit jünger als der Salzton ist. Dieser ist in Westthüringen überlagert von Zechsteinletten, auf die erst nach oben der Plattendolomit folgt. Beide Bildungen können also nicht äquivalent sein.

An den Bericht über den Salzton und die darin angetroffenen organischen Reste, die den Salzleuten wohl deshalb so lange entgangen sind, weil sie sich mit unnützen Wesen nicht beschäftigen, knüpft ZIMMERMANN verschiedene interessante Bemerkungen, auf welche ich eingehen muß, weil ich sie nicht alle bestätigen kann.

Sehr richtig ist die Unterscheidung der zwei Typen unserer Kalilager, von denen er sagt, daß sie sich räumlich streng von einander sondern, deren Beziehungen zu einander aber noch nicht genügend erklärt sind. Der eine Typus ist im Werragebiet und in Hessen verbreitet, der andere ist der Staßfurter, der sich bis nach Mecklenburg und die Mark erstreckt, westwärts in die Provinz Hannover, wo er vielleicht durch einen dritten Typus, der ZIMMERMANN aber nicht näher bekannt ist, abgelöst wird.

Dazu muß ich sagen, daß leider der thüringische Typus sich gar nicht weit nach Hessen, meiner Heimatprovinz, verbreitet hat. Bohrungen bei Fulda und Bebra, Eschwege u. s. w. haben zwar in den Fachblättern gestanden, aber nichts weiter von sich hören lassen.

Im Mai sind allerdings der Gewerkschaft Wintershall zwei weitere Salzfelder im Kreise Hersfeld, in der Nähe von Heringen an der Werra zum frühern Besitze verliehen worden; das ist aber auch nahezu alles; denn die andern benachbarten Unternehmungen scheinen nicht zur Perfektion gelangt zu sein. Der kleine Kalizipfel in Kurhessen kann also keine Verbreitung beanspruchen.

Über die Beziehung der Thüringer Kalibetten zu denen Norddeutschlands habe ich mich bereits in dieser Zeitschrift 1902, S. 613 geäußert.

Die Annahme einer flachgründigen thüringischen, von Kalkgebirgen teilweise begrenzten Nebenbucht des großen Zechsteinbusens erklärt bis jetzt alle Unterschiede der beiden Typen, u. a. das Fehlen der Kieserit- und Polyhalitregion. Der Spiegel des Magnesiumsulfathorizontes lag eben tiefer als der Grund der Meerenge zwischen dem großen norddeutschen Zechsteinbusen und der kleinen thüringischen Bucht, die nach meinem Dafürhalten über Creuzburg a. d. Werra mit dem Teil, der heute vom preußischen Eichsfelde eingenommen wird, kommunizierte.

Jod findet sich in keinem der beiden Typen. Ich habe längst behauptet, daß die obersten Horizonte des Buseninhaltes, bestehend aus den rebellischen Jod- und Lithiumverbindungen, die Salzpfanne über die Barre hinaus verließen, ihnen folgte der größte Teil der Bromide und ein großer Teil des Chlormagnesiums. Da schloß der Ozean durch Versandung die Barre.

Im Hauptbusen erstarrten die Salze so, wie wir sie jetzt finden und bildeten die drei Regionen: Polyhalit- (lokal), Kieserit- und Carnallitregion. Nun scheinen die obersten Chlormagnesiumschichten über Creuzburg hinaus mitgegangen zu sein in den großen Busen; denn der im allgegenwärtigen Steinsalz liegende obere Kalihorizont besteht in Westthüringen aus sylvinitischen Salzen, d. h. ohne viel Chlormagnesium. Dieses erscheint erst im unteren Kalihorizont in Gestalt von Carnallit u. s. w. in Gesellschaft von Chlorkalium.

Man sieht daraus, daß die räumliche Anordnung der verschiedenen salinischen Substanzen nach ihrer Löslichkeit zu den tatsächlich beobachteten Umständen recht gut paßt, wenn damit auch nicht gesagt sein soll, daß alle und jede Scheidung sehr reinlich gewesen ist; es handelt sich dabei nur um die Vorherrschaft; ausschließlich braucht solche nicht immer gewesen zu sein.

Hier will ich noch eines Umstandes erwähnen, der wichtig genug für die Erklärung der Trennung der verschiedenen

Salzlösungen erscheint.

Ich habe bereits mehrfach angeführt, daß im Westen Nordamerikas in jetzt ausgetrockneten Salzseen sich räumlich, sagen wir in horizontaler Richtung, Chloride und Sulfate, Karbonate und Borate gesondert haben. Dasselbe findet statt in den Salares der Argentina, wo reines Steinsalz das Zentrum, Gips den Rand einnimmt. In Transkaspien gibt es Binnenseen, die ausschließlich Sulfate, andere die nur Chloride enthalten. J. Roth citiert ein (nach ihm schwer erklärliches) Beispiel, nach welchem ein Bach beim Eltonsee nur die eine Art, der benachbarte bloß die andere Art der Salze anbringt.

Die Deutung wird erleichtert durch die Betrachtung der Tatsache, daß die thüringischen Kalilager sehr wenig Magnesiumsulfat enthalten. Das ist ja so ziemlich das einzige Sulfat, das hier in Frage kommt. Nach Löslichkeitsverhältnissen geordnet, haben wir also unten in Mutterlaugen Chlornatrium, darüber Bittersalz, dann Chlorkalium, Chlormagnesium und Brom- nebst Jodmagnesium.

Denkt man sich nun eine Senke so schichtenweise gefüllt, und einen nachträglich entstandenen Abfluß, der so seicht ist, daß nur die obersten Horizonte ruhig ablaufen, so treten die Verschiedenheiten des Gehaltes benachbarter Salzseen in Deutlichkeit. Chlornatrium bleibt in den meisten Fällen ständiger Begleiter. J. Roth führt davon sehr zahlreiche Beispiele an. Wir sehen, daß sich da eine vertikale Bodenänderung, eine Barrenwirkung, in eklatanter Weise bemerklich machen kann, indem sie die verschiedenen Komponenten eines Salzgemisches in horizontaler Richtung separiert. Sie bleibt nicht auf die ozeanischen Gestade beschränkt, sondern äußert sich auch im Binnenlande.

Anikin glaubt allerdings als gemeinsames Agens den Wind gefunden zu haben, der die leichten, blasigen und bröckeligen Krusten der erst zuletzt über dem Kochsalze fest werdenden Bittersalze anfaßt, verstäubt und durch die Ebene trägt.[1]) Ohne derartige Vorgänge bestreiten zu wollen, glaube ich dennoch nicht an ihre Wirkung insoweit, daß sie die z. T. große Verschiedenheit des Seeinhaltes erklären, weil dann alle Seen in den wechselnd hin und her laufenden Windrichtungen Bittersalzstaub erhalten haben müßten. Eher müßte dann wohl jeder Chlornatriumsee ein gewisses Quantum Sulfate aufweisen, weil eher ein Ausgleich als ein Unterschied im Laufe der Zeit die Folge des Verwehens von Bittersalzstaub sein dürfte. Ich glaube, meine Deutung ist näherliegend.

---

[1]) Zeitschr. f. prakt. Geol. 1899, 397; 1902, 23, 79.

Salzseen, Bitterseen, Natronseen, Boraxseen u. s. w. ergeben ihre Entstehung somit auf einfache Art; denn einmal geschieden, können die Salze ihren eigenen Weg abseits später verfolgen, wenn sie von Lösungsmitteln wieder angefaßt werden.

So erklärt sich, daß der Kreuznacher Porphyr von Salzlösungen eingelaugt worden ist, denen alle Sulfate fehlten, und so wird sich auch, wie bereits angeführt, das Fehlen der Kieseritregion in Westthüringen ableiten von der Wirkung der Schwelle, der Barre, welche eine Nebenbucht von dem Hauptzechsteinmeer partiell so hoch trennte, daß die Magnesiumsulfatschichten von ihr überragt wurden. Ich hoffe, mit Analysen der Kalisalze aus dem Lager, nicht bloß aus Bohrkernen, das bestätigen zu können.

Zimmermann deutet dann in seinem Vortrage noch an, daß vielleicht ein dritter Kalitypus, der hannoversche, existiere, daß er aber nur zahlreiche Tiefbohrungen in dem sog. Staßfurter untersucht habe.

Dagegen behaupten die hannoverschen Kalileute, die ja fast ausnahmslos die Staßfurter Schule mitdurchgemacht haben, und ich mit ihnen, daß kein Unterschied existiert. So berichtete man noch am 30. 5. d. J. den Gewerken von Siegfried I (bei Salzderhelden):

„Die Zusammensetzung des Lagers, welches durch Vergleichung der teilweise in großer Entfernung von einander niedergebrachten Bohrungen als ein durchgehendes, von seltener Übereinstimmung der Ablagerung nachgewiesen ist, entspricht völlig den von den älteren Staßfurter Kaliwerken aufgeschlossenen Kalilagern. Seine wirkliche Mächtigkeit beträgt 40 m.“[1])

Ich habe seit langen Jahren die vollständige Gleichartigkeit der Staßfurter und der hannoverschen Kalibetten in Anspruch genommen, ebenso für die mecklenburger.

Das schematische Normalprofil, welches Zimmermann S. 48 aufstellt, ist abgesehen von den Mächtigkeitszahlen und Nebensachen, das meinige.

Zimmermann führt an:

Hangendes: Unterer Buntsandstein (250—280 m).

Hierzu ist zu bemerken, daß dieser oft viel schwächer und manchmal gar nicht vorhanden ist.

1. Braunrote massige, bis undeutlich geschichtete Bröckelletten mit Anhydritknollen (20—30 m).
2. Anhydrit (0,3—3 m).

   Dieses ist der Anhydrithut des sog. jüngeren Steinsalzes.
3. Jüngeres Steinsalz (50—200 m), regelmäßig mit einer Ein-

[1]) Industrie N. 124, 1. 6. 1904.

karbonat besonders am Hangenden vorherrschend, was ich glaube bestätigen zu können; diese Gesteine zeigen solche Lagerungsform und Beschaffenheit, daß ihre subaerische Zuführung ebensowohl, wie ihre nachträgliche konkretionäre Entstehung — mir wenigstens — ausgeschlossen erscheint.

Und endlich hat sich jene Theorie mit der Tatsache abzufinden, daß in diesem Salztonlager, und zwar in den mürben Salzmergeln und in den Dolomiten, marine Versteinerungen von mir an verschiedenen Orten, nämlich bei Sperenberg, bei Querfurt u. a. O., aufgefunden worden sind. Die Bivalven sind z. T. sehr reichlich vorhanden, aber nicht gerade schön erhalten, insbesondere, weil sie durch die beim Austrocknen des Gesteins in der Sammlung massenhaft ausblühenden und das Gestein zum Zerbröckeln bringenden Salzkryställchen mit zerstört werden; aber am frisch geförderten, noch feuchten Bohrkern ließen sich die *Gervillien* doch recht gut bestimmen, weniger sicher die *Liebea*; beide haben etwa 1 cm Größe; ein fast 3 cm großer, aber am Rand und besonders am Wirbel nicht erhaltener Muschelabdruck schien auf *Schizodus* hinzudeuten. In einem Bohrloch bei Frankleben unweit Merseburg, wo leider die Kerne etwas durcheinander gekommen waren, aber in einem Gestein, welches trotz seiner festeren Beschaffenheit hierher gehören könnte, waren auch *Pleurophorus costatus* und kleine Gastropoden mehrfach zu finden. Endlich fand ich in einem Dolomit, der sicher aus dieser Schicht 5. stammt, von Sperenberg, auch eine 4 mm große, sehr gut erhaltene, als Schwefelkiessteinkern erhaltene Terebratelähnliche Brachiopode, in deren kleiner Schale die Zahnstützen deutlich sichtbar sind. In den Salzmergeln endlich weist nicht bloß die rauchgraue Färbung des Gesteins auf humose Substanzen hin, sondern es finden sich auch reichlich und fast an allen Fundorten dunkele, z. T. verästelte, bis 4 mm breite Bänder auf den Schichtflächen, wie sie von *Chondriten* hinterlassen werden.

Wenn man auch als möglich annehmen könnte, daß die kleinen dünnschaligen Bivalven mit eingeweht wären, und wenn man sich über die dann entstehende Schwierigkeit der Beantwortung der Frage hinwegsetzen wollte, woher sie denn dann eingeweht seien, so kann man die *Chondriten*, deren Pflanzennatur in diesem Falle über jeden Zweifel erhaben sein und von jedem Beschauer anerkannt werden dürfte, nicht gut für eingeweht halten. — Ich enthalte mich jeder neuen theoretischen Erklärung, sondern halte für wichtiger, daß durch Alle, die mit diesem Salzton zu tun haben, erst noch recht viele Beobachtungen und Aufsammlungen über die Fossilführung gemacht werden.

lassen. Nicht preisgekrönte Arbeiten werden den Verfassern zurückgesandt.

Über die Zuerteilung des Preises entscheidet bis spätestens Ende Februar 1906 die unterzeichnete Direktion auf Vorschlag einer von ihr noch zu ernennenden Prüfungskommission.

Frankfurt a. M., den 1. April 1904.

Die Direktion
der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft.

Alsdann wurden vom Vorsitzenden außer den im Austausch eingegangenen Zeitschriften nachstehende, von den Autoren als Geschenk für die Bibliothek der Gesellschaft eingesandte Bücher und Schriften vorgelegt und besprochen:

Deseniss und Jacobi: Die Enteisenung von Grundwasser nach dem Verfahren von Deseniss und Jacobi. S.-A. a. Wasser- u. Wegebau. Nr. 28. Hamburg 1904.
Geographen-Kalender, herausgegeben von Dr. Hermann Haack. Zweiter Jahrgang 1904/1905. Gotha: Justus Perthes 1904.
Hettner, G.: Alte mathematische Probleme und ihre Klärung im neunzehnten Jahrhundert. Rede zur Feier des Geburtstages S. M. des Kaisers u. Königs Wilhelm II. in der Halle der K. Techn. Hochschule zu Berlin am 26. I. 1904. (Geschenk v. H. Branco.)
Sieberg, A.: Handbuch der Erdbebenkunde. Braunschweig. 8°. 1904.
Zuber, R.: Die geologischen Verhältnisse von Boryslaw in Ostgalizien. S.-A. a. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1904. S. 41—48.
—: Die geologischen Verhältnisse der Erdölzone Opaka-Schodnica-Urycz in Ostgalizien. S.-A. Ebenda. S. 86—94.

Herr **Janensch** sprach über **eine fossile Schlange aus dem Eocän des Monte Bolca.**

Aus der einstigen Sammlung des Marquese di Canossa gelangte vor kurzem das Original zu *Archaeophis proavus* Massalongo[1]) in den Besitz der paläontologischen Sammlung des Museums für Naturkunde zu Berlin. Die Seltenheit des Massalongoschen Werkes hatte zur Folge, daß die Beschreibung von *A. proavus* und ebenfalls die an gleicher Stelle veröffentlichte von *A. bolcensis* späterhin vollständig übersehen und in der Literatur über fossile Schlangen nirgends erwähnt worden ist. Da Massalongos Beschreibung nur wenig ins einzelne ging, so wurde eine neue Untersuchung vorgenommen, von der hier nur vorläufig die Hauptresultate angeführt werden sollen. Es ergab sich, daß *Archaeophis proavus* die am vollständigsten erhaltene unter allen beschriebenen fossilen Schlangen darstellt und ferner auch als besonders wissen-

---

[1]) Specimen photographicum animalium quorundam plantarumque agri Veronensis. Verona 1859. S. 14, Tab. I u. II.

schaftlich interessant gelten darf, weil sie durch allen sonst bekannten Gattungen fremde Merkmale ausgezeichnet ist.

Das Stück stammt aus dem durch seinen Reichtum an prächtigen Fischen und Pflanzenresten berühmten mitteleocänen Kalk des Monte Bolca in Venetien. Erhalten sind fast sämtliche Skeletteile, ferner der Abdruck des Körpers von der Schnauze bis zur Schwanzspitze und sogar Reste der Beschuppung.

Die allgemeine Körperform ist schlank und zierlich. Alle Skeletteile sind von zarter Beschaffenheit und nur in einer dünnen äußeren Schicht verknöchert.

Der Schädel, der nach vorn in eine spitze Schnauze ausläuft, ist auf der Platte von der Unterseite sichtbar. Sicher erkennbar sind von Schädelknochen die Squamosa, Quadrata, das Praemaxillare, die Maxillaria, Palatina, Pterygoidea und die Äste des Unterkiefers, mit Ausnahme der drei erstgenannten tragen alle aufgezählten Knochen Bezahnung. Die Schädelkapsel selbst ist verdrückt, sodaß ihre einzelnen Elemente nicht zu erkennen sind.

Die Zähne sind überaus eigenartig gestaltet. Sie sind nur schwach gekrümmt, scharfkantig und von fünfseitigem Querschnitt. Der Zahnersatz fand durch Ersatzzähne statt. Abgesehen von der merkwürdigen Zahnform, besitzt *Archaeophis proavus* einen typischen Schlangenschädel, der nur infolge der durch die Kürze des Unterkiefers bedingten geringen Erweiterungsfähigkeit primitiver gegenüber dem der jetzt lebenden höher spezialisierten Formen erscheint.

Im Rumpfskelet fehlen jedwede Andeutungen von Brust- und Beckengürtel und den zugehörigen Extremitäten. Sehr bemerkenswert ist die außerordentlich hohe, etwa 565 betragende Zahl der Wirbel, von denen etwa 110 dem Schwanz zuzurechnen sind. Die erstere Zahl übertrifft bei weitem die bei allen recenten Schlangen ermittelte, deren höchste bis jetzt bei *Python molurus* Gray zu etwa 435 gefunden worden ist.

Die Wirbel selbst sind durch die sehr geringe Entwicklung der Gelenkapophysen, des Zyposphen und der Zygantra, sowie der Querfortsätze ausgezeichnet.

Die Rippen sind sehr lang und dünn, außerdem wenig gekrümmt und stark nach rückwärts gerichtet.

Die Schuppen sind außerordentlich klein und stehen in zahlreichen, etwa 90—100 Längsreihen. Bauchschienen sind offenbar nicht vorhanden gewesen.

Aus der Form des Körperabdruckes, der Lage des Körpers und der Beschaffenheit der Rippen ergibt sich, daß *Archaeophis proavus* einen seitlich komprimierten Körper besaß und einen an das Leben im Wasser angepaßten Typus darstellt.

Sehr nahe verwandt mit *Archaeophis proavus* ist ohne Zweifel die sehr viel größere zweite von MASSALONGO beschriebene Art, *A. bolcensis*, von der der Autor zwei von den vorhandenen drei Rumpffragmenten abbildet. Es ist sogar nicht ausgeschlossen, daß es sich lediglich um verschiedene Altersstufen derselben Art handelt. Indes ist das mit Sicherheit nicht zu entscheiden. Die Besprechung etwaiger sonstiger verwandtschaftlicher Beziehungen zu anderen Formen sowie Vergleiche mit recenten Schlangentypen wird in der demnächst an anderer Stelle erscheinenden ausführlichen und mit den notwendigen Abbildungen versehenen Arbeit zu finden sein.

An der Besprechung beteiligten sich die Herren JAEKEL, PHILIPPI und JANENSCH.

Herr **PAUL GUSTAF KRAUSE** sprach **über das Vorkommen von Kimmeridge in Ostpreussen.**

Unsere Kenntnis der Jurabildungen im nordostdeutschen Flachlande ist noch recht unzulänglich und lückenhaft, da ja die oberirdischen Aufschlüsse in diesem Gebiete nur sehr spärlich vorhanden sind. Es wird daher jeder Fund, der uns neue Anhaltspunkte über die Entwicklung dieser Formation in den in Rede stehenden Gegenden liefert, von Belang sein. Über einen solchen möchte ich Ihnen heute berichten.

Vor einigen Jahren ließ der Fiskus in unmittelbarer Nähe des ostpreußischen Städtchens Heilsberg ein tieferes Bohrloch stoßen, um bei dem Mangel an solchen tiefer hinabreichenden Aufschluß über den geologischen Aufbau des tieferen Untergrundes der Provinz und damit auch zugleich Fingerzeige für das etwaige Vorkommen abbauwürdiger Flötze zu gewinnen.

Die Direktion der Geologischen Landesanstalt in Berlin beauftragte mich mit der Untersuchung des zu Tage geförderten Materials am Bohrturm wie auch mit der späteren wissenschaftlichen Bearbeitung. Da diese infolge des außerordentlich umfangreichen Materials noch nicht zum Abschlusse gebracht werden konnte und ihre Veröffentlichung im Jahrbuche der Geologischen Landesanstalt daher noch einige Zeit dauern wird, so möchte ich Ihnen aus den bisherigen verschiedenen belangreichen Ergebnissen dieser Bohrung heute über den Nachweis des Kimmeridge einige vorläufige Mitteilungen machen. Anstehender Jura war, wie ein Blick auf die JENTZsche Karte[1]) lehrt, bisher nur aus dem äußersten Norden der Provinz, aus der Gegend von Memel be-

[1]) Der vordiluviale Untergrund des nordostdeutschen Flachlandes. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. f. 1899. Berlin 1900.

kannt. Durch unsere Bohrung, die ungefähr in der Mitte der Provinz liegt, ergibt sich nun zunächst, daß die Juraformation, wie es JENTZSCH[1]) schon vermutet hat, unter ganz Ostpreußen vorhanden sein muß und daß sie wohl in unmittelbarem Zusammenhang mit der russisch-polnischen steht. Aber gleichzeitig erlaubt sie auch den Nachweis zu führen, daß noch jüngere Schichten in diesem Jurameere zu einem ziemlich mächtigen Absatz gelangten. Bisher kannte man als jüngste Stufen des ostpreußischen Jura sowohl in Geschieben wie aus Bohrungen im Anstehenden nur Unteres und Oberes Oxford[2]), während man jüngere Horizonte, das Kimmeridge, erst in Posen und Hinterpommern anstehend antraf. Nun ergibt die Heilsberger Bohrung den wichtigen Nachweis, daß auch das Kimmeridge im Untergrunde von Ostpreußen vertreten ist. Der Jura beginnt hier in ungefähr 562 m Tiefe in schwebender Lagerung mit dem Kimmeridge, und gleichzeitig damit fängt auch wieder eine neue Reihe von Bohrkernen an. Das Gestein ist ein hellgrauer, kalkiger und schwach toniger, nicht sehr fester, feinkörniger Sandstein, dessen Tongehalt nach unten ein wenig zunimmt. Die petrographische Beschaffenheit deutet im Verein mit der Fauna darauf hin, daß es sich nicht um eine Strandbildung, sondern um den Absatz eines nicht ganz flachen Meeres handelt. Dickschalige Arten fehlen unter den Mollusken ganz, meist sind es auch, ebenso wie die häufigen Ammoniten, kleine Formen, die hier der Fauna das Gepräge geben. Die Muscheln überwiegen den Schnecken gegenüber, die ganz zurücktreten. Holz- oder sonstige eingeschwemmte Pflanzenreste fehlen vollständig. Die in die Augen fallendste Eigenschaft der Fauna ist die Häufigkeit kleiner *Cardioceras*-Arten aus der Verwandtschaft des *C. alternans* REIN. Dieser Umstand ließ auch zunächst den Gedanken, daß es sich um Oxford-Schichten handele, festhalten. Aber es gelang nicht, die Formen mit den aus dem mitteleuropäischen Jura beschriebenen zu identifizieren. Erst beim weiteren Zerkleinern und Präparieren des Gesteinsmaterials war es der glückliche Fund eines *Hoplites subundorae* PAV., der auf Beziehungen zu den russischen Juraablagerungen des Wolga-Gebietes hinwies. Es fanden sich nun auch in der von A. PAVLOW[3]) beschriebenen Kimmeridge-Fauna die *Cardioceras*-Formen von Heilsberg wieder. Einem erst ganz vereinzelten

---

[1]) a. a. O. S. 278.

[2]) JENTZSCH, A.: Oxford in Ostpreußen. Ebenda. f. 1888. Berlin 1889.

[3]) Les Ammonites de la zone à Aspidoceras acanthicum de l'est de la Russie. Mém. du Comité géol. 2. No. 3, 1886.

Exemplar der *Exogyra virgula* GOLDF. reihten sich dann bald eine ganze Anzahl weiterer Stücke dieser Leitform an, so daß damit das Alter dieser Schichten als Kimmeridge bestimmt war.

Von Ammoniten enthält unsere Fauna folgende Formen:

Cardioceras Volgae PAVLOW. Er ist der häufigste.

C cfr. *subtilicostatum* PAVLOW.

C. n sp. Die dicht stehenden Rippen sind zu Bündeln flach zusammengefaßt.

Hoplites subundorae PAVLOW.

H. n. sp., mit zwei sägeartigen Kielen.

Aspidoceras acanthicum OPP.

A. cfr. *Karpinskii* PAVLOW.

Von Zweischalern ist es vor allem die ziemlich häufige *Exogyra virgula* GOLDF., die in dieser Tierklasse vorherrscht. Daneben ist noch eine Astarte aus der Verwandtschaft der *A. pulla* zu erwähnen. Leider sind vom russischen Jura nur erst die Ammonitenfaunen beschrieben, so daß die übrigen Zweischaler, unter denen die Gattungen *Pecten*, *Protocardium*, *Thracia*, *Trigonia* z. T. in mehreren Arten vertreten sind, nicht mit russischen Formen identifiziert werden konnten. Mit mitteleuropäischen zeigen sie anscheinend auch keine Übereinstimmung. Von Gastropoden sind nur die Gattungen *Delphinula* und *Alaria* vertreten.

Die Mächtigkeit des Kimmeridge kann zunächst nur auf etwa 38 m angegeben werden, da es noch nicht gelungen ist, eine sichere Grenze nach unten zu finden. Einstweilen kann jedoch für die Bohrung die Tiefe von 600 m, mit der die *Cardioceras*-Formen verschwinden, als solche gelten. Ob sich noch aus dem Auftreten der *Exogyra virgula*, deren Vorkommen nur bis 579 m Tiefe hinabreicht, eine obere Zone im Kimmeridge wird abgrenzen lassen, möchte ich vorläufig noch nicht entscheiden.

Von Bedeutung ist, daß die mit der *Acanthicus*-Zone des Wolga-Gebietes gemeinsamen Formen *Cardioceras Volgae, C. subtilicostatum*, *Aspidoceras acanthicum*, *A. Karpinskii*, *Hoplites subundorae* und *Exogyra virgula* sich dort nach den Angaben von PAVLOW in Tonen finden, während sie hier in sandiger Facies liegen, also auch damit den Anforderungen echter Leitfossilien entsprechen.

Das Vorkommen der mit dem russischen Jura gemeinsamen Arten weist darauf hin, daß auch zur Kimmeridgezeit noch eine offene Meeresverbindung zwischen dem nordostdeutschen und dem russischen Jurameere vorhanden gewesen sein muß.

Inwieweit davon der Bestand der von NEUMAYR voraus-

gesetzten sog. westrussischen Insel, gegen die sich schon NIKITIN[1]) ausgesprochen hat, bedroht wird, läßt sich nach dem Heilsberger Vorkommen noch nicht entscheiden. Soviel geht aber mit Sicherheit daraus hervor, daß es die von GALLINEK[2]) angenommene Masurisch-Pommerellische Halbinsel, die zur Oxford-Zeit und wahrscheinlich schon zur Zeit des Oberen Doggers vorhanden gewesen sein und sich durch Ost- und Westpreußen hinein bis nach Pommerellen erstreckt haben soll, nicht gegeben hat.

Wie die Beziehungen des ostpreußischen zu dem Kimmeridge von Posen und Pommern sich gestalten, darüber werden erst weitere Tiefbohrungen in dem Zwischengebiete ebenso wie die paläontologische Durcharbeitung aller dieser Faunen Aufschlüsse geben müssen.

Nach S. wird ohne Zweifel der ostpreußische Jura unmittelbar in den russisch-polnischen übergehen, zumal wenn wir in Betracht ziehen, daß die Mächtigkeit der Juraschichten in der Provinz von N nach S, wie die bisherigen Bohrungen erkennen lassen, zunimmt.

Auf eine Anfrage von Herrn JAEKEL teilte der Vortragende mit, daß die Bohrung im Rhät-Lias abgebrochen wurde.

Herr **OTTO JAEKEL** sprach **über sogenannte Lobolithen.**

Mit diesem Namen bezeichnete BARRANDE knollig geformte, plattig skeletierte Echinodermenkörper, die in den tieferen Schichten des böhmischen Obersilur (E_1 BARR.) nicht selten gefunden wurden und von BARRANDE als organisch selbständige, neue Repräsentanten einer besonderen Echinodermenklasse angesehen wurden. Eine abweichende Auffassung vertrat HALL[3]), der diese Körper in Amerika im Zusammenhang mit einem Stiele fand, die KNOLLE zwar ebenfalls mit dem eigentlichen Körper eines Crinoiden verglich, aber doch die Annahme vorzog, daß dieselbe einer Wurzel gleichzusetzen sei, die er als schwebenden Träger eines oder mehrerer Crinoiden ansah, deren Stiele und Kelche von ihm herabhingen. Wegen ihrer Zerlegung in mehrere Kammern wurden diese Lobolithen von ihm als *Camarocrinus* bezeichnet. BARRANDE hat zwar von seiner Arbeit über die Lobolithen nur mehr die Tafeln fertig stellen lassen, aber seine

[1]) Über die Beziehungen zwischen der russischen und der westeuropäischen Juraformation. N. Jahrb. f. Min. 1886. 2. S. 230.

[2]) Der obere Jura bei Inowrazlaw in Posen. Verh. K. Russ. Min. Ges. 33. S. 380ff. 1897.

[3]) 28 Report New York State New Nat. Hist. Albany 1879 S. 205—210, t. 35—37. Textf. S. 210.

Auffassung ist dadurch historisch festgesetzt worden, daß diese Lobolithen nun in dem großen Werke BARRANDES, getrennt von den Crinoiden, zu denen sie einst gehörten, als Abteilung für sich beschrieben und herausgegeben werden sollen. Da mir auch in neuester Zeit wieder Ansichten begegneten, die diese Reste als selbständige Tierkörper hinstellen wollen, so scheint es mir angebracht, die seit ca. fünfzehn Jahren von mir mündlich verfochtene Ansicht über diese Teile einmal in der Literatur niederzulegen.

Es bedarf keiner speziellen Kenntnisse im Gebiet der Zoologie, um einzusehen, daß ein Tier von der Organisationshöhe eines Echinoderms ohne Mund, ohne After und ohne Nahrung zuführende Ambulacralorgane allenfalls in Büchern, aber nicht in der Natur existieren konnte. Der „Lobolith", der keinerlei Anhaltspunkte für den einstigen Besitz der genannten Organe zeigt, konnte also niemals der eigentliche Körper eines Echinoderms sein und etwa dem Kelch oder der Theca eines Pelmatozoen gleichgesetzt werden. Da er nun aber im Zusammenhang mit einem typischen Crinoidenstiel steht, der organisch aus ihm herauswächst, so muß es a priori wahrscheinlicher sein, daß der Lobolith nicht dem proximalen, sondern dem distalen Ende des Stieles angehörte.

Blasige Wurzeln von dem Habitus eines Lobolithen waren in älterer Zeit allerdings bei Pelmatozoen noch unbekannt, aber gegenwärtig läßt sich ihre einstige Existenz nicht mehr bezweifeln. Solche „Hohlwurzeln", wie ich sie kurz bezeichnen möchte, finden sich bei verschiedenen älteren Crinoideen, Cystoideen und Carpoideen und erscheinen wenig auffällig besonders bei denjenigen Formen, deren Stiel dünnwandig ist und ein weites Lumen aufweist. Derartige Stiele und entsprechende Hohlwurzeln habe ich von Cystoideen beschrieben und abgebildet[1].

Der Hohlraum der Wurzel erscheint hier als Fortsetzung des Lumens des Stieles, und dessen Erweiterung als einfache Folge der Wurzelverbreiterung. Einen ähnlichen Bau zeigt *Ancyrocrinus* HALL sowie eine Stiel- und Wurzelform, die J. HALL aus dem oberen Untersilur von Cincinnati als *Lichenocrinus* beschrieb[2], allerdings so auffaßte, daß er die breit aufgewachsene Wurzelblase als parasitisch sessilen Kelch und den Stiel als dessen anale Proboscis ansah. Eine solche Deutung ist natürlich ebenso ausgeschlossen wie bei den Lobolithen. Eine noch nicht beschriebene Hohlwurzel liegt mir auch aus dem Obersilur von Wisby auf Gotland vor. Sie nähert sich in ihrer Form

[1]) Stammesgeschichte der Pelmatozoen I, S. 183.
[2]) J. HALL: Description of new species of Crinoidea and other fossils. 20. Rep. N. Y. State Cabinet of Nat. Hist. 1866. S. 216.

den Lobolithen besonders darin, daß sie oben kuglig gewölbt ist und unten mehrere vorgewölbte Ausbuchtungen zeigt. Alle diese zum Vergleich herangezogenen Hohlwurzeln sind auf dem Boden angewachsen gewesen, *Lichenocrinus* mit breiter Fläche, jene Cystoideen in wechselnder Breite der Ansatzfläche, die letztgenannte Wurzel aus Gotland allerdings nur mit kleiner Fläche, durch die die kuglig lobolithische Gesamtform nicht wesentlich alteriert wurde.

Der Umstand, daß die Lobolithen nun keine Anwachsfläche zeigen, hatte J. Hall zu der Ansicht geführt, daß sie den Boden nicht berührten, sondern nach oben gewendet frei im Meere schwammen. Man braucht aber nur die Schwebetiere zu betrachten und im besonderen die wenigen frei schwebenden Echinodermenformen mit ihren sessilen Verwandten zu vergleichen, um sich von der Unhaltbarkeit dieser Idee zu überzeugen und einzusehen, daß so dick gepanzerte Formen wie die Lobolithen und ihre Stiele nicht schwebend leben konnten. Eher würde ich den Menschen die Konstruktion eiserner Luftballons zutrauen, als den mit innerer untrüglicher Erfahrungsvernunft ausgestatteten Organismen eine solche physiologische Inkonsequenz.

Nun ist allerdings von F. A. Bather und dann auch von Frank Springer der stiellose *Uintacrinus* aus der oberen Kreide für eine schwebende Form ausgegeben worden. Wie ich aber hiergegen schon an anderer Stelle betonte, sprechen alle Umstände seiner Form, seiner Skeletierung und seines massenhaften, andere Bodenbewohner ausschließenden Vorkommens dafür, daß *Uintacrinus* ebenso wie übrigens sein Altersgenosse *Marsupites* Crinoiden waren, die mit ihrer unten breit abgestumpften Basis dem Kalkboden aufsaßen. *Marsupites* war solitär angesiedelt, die Uintacrinen bedeckten offenbar in großen Scharen mit ihren ausgebreiteten Armen weite Strecken des Meeresbodens.

Gerade derartige Formen, zu denen auch schon *Lichenoides priscus* im mittleren Cambrium Böhmens zu zählen ist, demonstrieren, daß ein Crinoidenkörper in ruhigem Wasser auch ohne Anheftung stationär sein kann, und erläutern dadurch auch die Möglichkeit, daß Hohlwurzeln wie die Lobolithen auf dem Boden aufliegen konnten und durch dessen Sedimentation allmählich eingebettet wurden.

Die Lobolithen des böhmischen Obersilur dürften nun unbedenklich zu den Scyphocriniden zu stellen sein, da sie mit diesen zusammen vorkommen, und ihre Stielteile deren Stielbildungen durchaus gleichen. Hoffentlich werden durch die neueren Beobachtungen der böhmischen Geologen schließlich auch Lobolithen im Zusammenhang mit Scyphocrinidenkronen gefunden

werden. Einige Bestätigungen dieser Erwartung sind mir bereits mitgeteilt worden, und es ist zu erwarten, daß Herr Prof. JAHN in der BARRANDEschen Monographie der Lobolithen diese Fragen für die böhmischen Formen endgültig klarstellen wird.

Daß tiefer im Boden eingebettete Wurzeln fossil erhalten bleiben, während die oben herausragenden Teile der Crinoiden zerfielen oder sonstwie der Vernichtung anheim fielen, ist ebenso gut möglich, wie die ausschließliche Erhaltung vieler Fußfährten ohne irgendwelche Reste ihrer Erreger tatsächlich ist. Wenn ich hier von einem mündlichen Einwurf meines geehrten Kollegen SCHUCHERT in Washington Gebrauch machen darf, so möchte ich also auch daraus, daß die typischen Lobolithen in Amerika (*Camarocrinus* HALL) ohne sonstige Crinoidenreste gefunden wurden[1], keinen Grund gegen ihre Deutung als Wurzelblasen und auch gegen die Annahme sehen, daß sie *Scyphocrinus*-artigen Formen angehörten. Diese letzteren sind allerdings noch nicht in Amerika gefunden worden; da aber die böhmischen Scyphocrinen den Melocriniden und Actinocriniden sehr nahe stehen, und meines Erachtens nur einen aberranten, unregelmäßig gewordenen Zwischentypus dieser Familien bilden, so trage ich kein Bedenken, die einstige Existenz naher Verwandter der böhmischen Scyphocrinen in den lobolithen Distrikten Amerikas anzunehmen.

Über die physiologische Beurteilung des Innenraumes dieser Hohlwurzeln werden wir wohl schwerlich einmal volle Klarheit erlangen. Bei Besprechung sonderbarer trichterförmiger Anhänge am Stiel von Carpoideen[2]) deutete ich darauf hin, daß diese Glocken vielleicht Genitalorgane gewesen seien, zumal der sog. Axalsinus in Beziehung zu den Genitalorganen einerseits und dem Stielkanal andererseits steht, und auch in den Cirren jüngerer Articulaten außer dem sog. Nahrungskanal noch ein zweiter Kanal nachweisbar ist. Wenn aber im Stillumen ursprünglich genitale Organe Platz fanden, ließe sich diese Deutung vielleicht auch auf die Wurzelblasen ausdehnen, obwohl der Austritt der Genitalprodukte hier schon erheblich erschwert worden wäre und ihre Lokalisierung an dieser Stelle deshalb unwahrscheinlich ist. Die Lebensweise und innere Organisation gibt uns selbst bei den biologisch kontrollierbaren Tieren der Gegenwart so unerschöpfliche Rätsel auf, daß es hier bei den Lobolithen wohl bedenklich ist, irgend eine bestimmte Deutung vertreten zu wollen.

---

[1]) Vergl. auch: CH. SCHUCHERT: On new siluric Cystoidea and a new Camarocrinus. Americ. Geologist Okt. 1903, S. 239.

[2]) Über Carpoideen, eine neue Klasse von Pelmatozoen. Diese Zeitschr. 1900, S. 668.

Die häufige Zerlegung der Lobolithen vom Stielansatz aus in vier Fächer scheint mir auf die stammesgeschichtlich sehr wichtige Tetramerie zurückzuführen, die in der basalen Tetramerie des Kelches der primitivsten Cystoideen, Blastoideen *(Cystoblastus)*, Carpoideen, Cladocrinoideen und Pentacrinoideen *(Perittocrinus)* und in der tetrameren Ausbildung der Stielkanäle bei alten [1]) oder ontogenetisch gehemmten Crinoiden zum deutlichen Ausdruck kommt.

---

[1]) Vergl. hierzu die Abbildungen bei JAHN in BARRANDE, Syst. Silur. 8. 2. Crinoidea t. 68, f. 24—82.

zwischen den Uferklippen die umherliegenden Gerölle an. Auch aus den Schalen von *Patella* verfertigt der Südostwind hier zierliche Dreikanter.

Wohl als äolisch sind die eigentümlichen Ablagerungen zu betrachten, welche unmittelbar über dem östlichen Teile von Capstadt an den Abhängen des Devils Peak anstehen. Sie erinnern durch ihre große Feinkörnigkeit an Löß, von dem sie sich aber durch den Mangel an kohlensaurem Kalk und dichteres Gefüge unterscheiden. In diese Schichten sind steilwandige Cañons bis zu einer Tiefe von 10 m eingerissen. Interessant ist eine Art von Schieferung oder Absonderung, die diese feinkörnigen Massen in Platten zerlegt, welche nahezu senkrecht zur Oberfläche stehen. Diese eigentümlichen, lößähnlichen Ablagerungen bilden sich heute nicht mehr, sie sind von einer dünnen Lage von Geröllen oberflächlich bedeckt.

Sehr starke Windwirkungen sollte man auf Kerguelen erwarten, wo Weststürme so außerordentlich häufig und heftig auftreten; wenn die corradierende Wirkung dieser Stürme nur eine geringe ist, so liegt das z. T. daran, daß Quarzsande fehlen, z. T. aber hat es auch darin seinen Grund, daß Regengüsse meist die schwersten Stürme begleiten und das feinere Material niederhalten. Ganz an Flugsanden fehlt es aber auch auf Kerguelen nicht; der Quarzsand wird hier ersetzt durch einen Krystallsand, der sich vorwiegend aus wasserklaren Sanidinkryställchen zusammensetzt; mit ihnen vermengt finden sich kleine Bröckchen von basaltischer Lava. An anderen Stellen trifft man Anhäufungen von Bimssteinstückchen, die Erbsen- bis Haselnußgröße besitzen. Es kommt jedoch in keinem Falle zur Bildung von Dünenzügen oder äolischen Ablagerungen größeren Umfanges. Sanidinkrystalle sowohl wie Bimsstein lassen einen heute noch tätigen Vulkan im westlichen Kerguelen vermuten, der trachytische oder liparitische Eruptionsprodukte liefert.

Auf den Eisfeldern der Antarktis hatte man überall Gelegenheit, die Wirkung des Windes auf den Flugschnee zu beobachten. Es bildeten sich jedoch nie Dünen, die senkrecht zur Windrichtung verliefen, sondern ausschließlich lange Wehen in der Windrichtung. Bei heftigen Stürmen wurden die Schneekrystalle in den Wehen so fest ineinander verkeilt, daß der Schnee kaum mehr die Eindrücke der Stiefel annahm und sich gut mit der Säge bearbeiten ließ. Weicher Schnee, der in Begleitung eines nur schwachen Windes sich abgesetzt hatte, wurde in den schweren Stürmen vollständig beseitigt und diente zusammen mit frischgefallenem Schnee zum Bau der harten Wehen, welche an der Oberfläche häufig eine eigentümliche grubige

Skulptur zeigten. Auf der Luvseite der Eisberge, also der Ostseite, bildete sich bei Stürmen ein Luftwirbel, welcher jede Ablagerung von Schnee verhinderte; die Eisberge waren auf dieser Seite nach den Schneestürmen des Winters meist von einem mehrere Meter tiefen Graben umgeben. Auch die Leeseite der Eisberge blieb häufig ganz schneefrei und wies Glatteis auf, das mit Schlitten unangenehm zu passieren war. Ebenso blieb die Oberfläche des Inlandeises auch nach den heftigen Schneestürmen des Winters nahezu überall schneefrei.

Auffallend wenig Gelegenheit zur Beobachtung äolischer Erscheinung bot sich im Inneren Südafrikas, das der Vortragende auf der Heimfahrt bereiste. Den Boden der ehemaligen Burenstaaten bildet vielfach ein harter, roter Lehm, der einen mehr oder minder dichten Graswuchs trägt und kein lockeres Material für den Wind abgibt; ebenso wenig ist dies bei den weiten Strecken der Fall, deren Untergrund jugendliche Süßwasserkalke bilden. In Rhodesia trifft man allerdings ausgedehnte Sandplateaus, allein diese tragen zumeist Wald und sind aus diesem Grunde den Winden nur wenig zugänglich.

An der Debatte beteiligten sich die Herren KEIKHACK, BLANCKENHORN, JANENSCH, JAEKEL, PHILIPPI und BRANCO.

Herr **JANENSCH** machte Bemerkungen über den **Skeletbau der Glyptodontiden** unter Vorlage von Teilen eines Skeletes von *Glyptodon clavipes* OWEN, dessen Besitz die geologisch-paläontologische Abteilung des Museums für Naturkunde zu Berlin der liebenswürdigen Freigebigkeit des Herrn Tierarztes Dr. P. KNUTH zu verdanken hat.

Die Gattung Glyptodon ist durch die Arbeiten von OWEN, HUXLEY, NODOT, BURMEISTER, AMEGHINO, LYDEKKER und anderen Autoren sehr genau bekannt, sodaß die Untersuchung der Skeletteile keinerlei neue Tatsachen bezüglich der Anatomie zutage förderte. Es soll darum hier lediglich der Versuch gemacht werden, einen Beitrag zur Kenntnis der Ursachen zu liefern, die zu mannigfaltigen Anpassungs- und Umformungserscheinungen im Skeletbau jener in gewisser Hinsicht merkwürdigsten unter allen Säugetiergruppen geführt haben.

Es sind neben der Vererbung gewisser Anlagen von den Vorfahren in der Hauptsache drei Momente, die die charakteristischen Eigentümlichkeiten des Knochenbaues der Glyptodontiden bedingen, nämlich die Erlangung eines außerordentlich starken Schutzes, der Erwerb der Nahrung und die Erreichung einer erheblichen Körpergröße. Diesen Faktoren hat sich der Organismus

angepaßt und dabei in mehrfacher Beziehung höchst merkwürdige Umbildungen erfahren. Nur bei Berücksichtigung dieser Faktoren können wir zu einem richtigen Verständnis der Bedeutung der Eigenheiten des Glyptodontenskeletes gelangen.

Die Erlangung eines kräftigen Schutzes spricht sich vor allem in der Panzerung aus. Der Panzerschutz erstreckt sich auf den Rücken und die Seiten des Rumpfes, auf die Oberseite des Kopfes und den Schwanz. Der Rumpfpanzer stellt ein festgeschlossenes Gewölbe dar, er entbehrt also der bei den lebenden Gürteltieren vorhandenen, gelenkig mit einander verbundenen Ringe oder Gürtel. Die Stärke des Panzers variiert bei den verschiedenen Gattungen der Glyptodontiden. Welchen trefflichen Schutz derselbe z. B. bei *Glyptodon clavipes* gewährte, möge aus der Angabe hervorgehen, daß die Dicke in der hinteren Rückenhälfte durchschnittlich $3\frac{1}{2}$ cm und vor dem Hinterrand sogar $4\frac{1}{2}$ cm beträgt, während sie in den randlichen Partieen des vorderen Teiles auf etwas weniger als 2 cm hinabgeht.

Der aus polygonalen Knochentafeln zusammengesetzte Panzer war von kleineren Hornplatten bedeckt, deren Umgrenzung sich bei Glyptodon in den die Oberseite derselben zierenden Kanälen dokumentiert; wie bei den Schildkröten fallen die Ränder der hornigen Platten mit denen der unterliegenden kalkigen nicht oder nur auf kurze Strecken hin zusammen. In jenen Kanälen sind zahlreiche tiefere Löcher verteilt, von denen Burmeister[1]) nach Analogie mit den Verhältnissen bei lebenden Gürteltieren annahm, daß sie der Aufnahme von Borsten dienten. Daneben dürfte ihre Bedeutung doch wohl, wie Lydekker[2]), der obige Annahme verwirft, meint, darin gelegen haben, daß sie dem Durchtritt von Gefäßen und Nerven, die die Bildung der Hornsubstanz an den Rändern der Hornschilder ermöglichten, dienten.

Die Starrheit des Panzers von Glyptodon ist eine vollkommene, bis auf eine Partie beiderseits am vorderen Ende des Seitenrandes unterhalb der Lage des Schulterblattes. Hier pflegen nämlich bei dieser Gattung mehrere Reihen von Platten nur unvollkommen miteinander zusammenzuhängen, sodaß offenbar eine gewisse Biegsamkeit des Panzers möglich war.

Die Schwanzpanzerung ist in zwei verschiedenen Haupttypen entwickelt; bei dem ersten besteht sie durchgehend in gelenkig mit einander verbundenen Ringen *(Glyptodon)*, bei dem zweiten (*Panochtus, Lomaphorus = Hoplophorus* aut., *Plohophorus* u. a) ist dies nur im vorderen Teile der Fall, während der hintere von einem geschlossenen starren Tubus umschlossen wird, der bei manchen Formen *(Daedicurus)* zu einer gewaltigen Keule anschwellen kann

Der Panzerschutz des Kopfes schließlich besteht lediglich in einer das Schädeldach bedeckenden Lage verhältnismäßig dünner Platten.

Im Skeletbau hat nun die Panzerbildung hochgradige Umwandlungen im Gefolge, die von jeher die besondere Aufmerksamkeit der Forscher auf sich gezogen haben. Die Starrheit des Panzers, der ja beweglicher Gürtel entbehrt — bei dem die ursprünglichsten Merkmale aufweisenden *Propalaeohoplophorus*, glaubte LYDEKKER[3]) noch Spuren von solchen feststellen zu können — und infolgedessen keinerlei seitliche oder vertikale Biegung des Körpers zuläßt, hat nun dazu geführt, daß auch die Rumpfwirbelsäule fast gänzlich die Biegungsfähigkeit verloren hat. Die Wirbel sind miteinander zu einer starren Röhre verschmolzen, die nur an zwei Punkten unterbrochen ist.

Zunächst sind die ersten beiden Brustwirbel mit einander und dem letzten Halswirbel zu dem sog. Postcervikale verwachsen und mit den übrigen durch eine sehr bewegliche Gelenkung verbunden. Die aus diesen entstandene Brustwirbelröhre ist für sich selbständig geblieben und von den Lendenwirbeln durch ein nur undeutlich ausgebildetes Gelenk abgegliedert. Lenden- und Beckenwirbel bilden ein zusammenhängendes Rohr, das die verschmolzenen Ilia durchsetzt und mit diesen fest verwachsen ist.

Auch die Rippen tragenden Querfortsätze sind zu langgezogenen Leisten verschmolzen, die in der hinteren Hälfte der Brustwirbelröhre nach oben gerichtet sind, während sie nach vorn zu sich immer schräger stellen und ganz vorn an der Gelenkung mit dem Postcervikale ganz seitlich gerichtet sind. Ebenso sind die oberen Bögen der verschiedenen Abschnitte zu einheitlichen Kämmen verwachsen.

In ganz augenfälliger Weise ist an der Wirbelsäule der Glyptodontiden die Erscheinung zu beobachten, daß alle die Teile, die ihre Funktion verloren haben und dadurch bedeutungslos geworden sind, in hohem Maße rückgebildet sind, während umgekehrt diejenigen, die besonders beansprucht werden, auch eine besonders starke Ausbildung erfahren haben.

Die Wirbelsäule gibt normalerweise dem Rumpf seinen hauptsächlichen Halt, und zwar sind es namentlich die Wirbelzentren mit den zwischen ihnen liegenden Knorpelscheiben, welche die Festig-

---

[1]) Bemerkungen über die Arten der Gattung *Glyptodon* im Museo publico de Buenos Aires. Archiv f. Anat., Physiol. u. wiss. Medizin. 1865, S. 317.

[2]) Anales del Museo de la Plata, Palaeontologia Argentina 3, 1894. The extinct Edentates of Argentina.

[3]) a. a. O. S. 47.

keit des Rückgrates ausmachen. Sie stellen daher auch im allgemeinen den kräftigsten und massigsten Teil der Rumpfwirbel dar. Bei denen der Glyptodontiden sind aber gerade die verschmolzenen Wirbelzentren fast vollständig rückgebildet. Sie sind lediglich nur soweit erhalten geblieben, daß sie eine knöcherne Hülle für das Rückenmark liefern, die stellenweise, z. B. in der Brustwirbelsäule von *Glyptodon clavipes*, bis auf eine Dicke von 2 mm

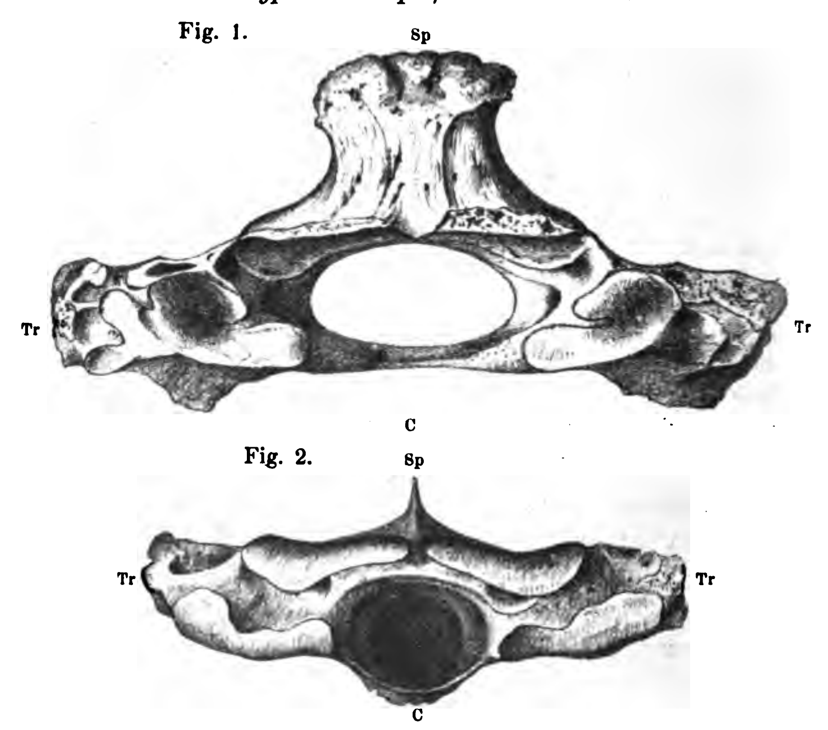


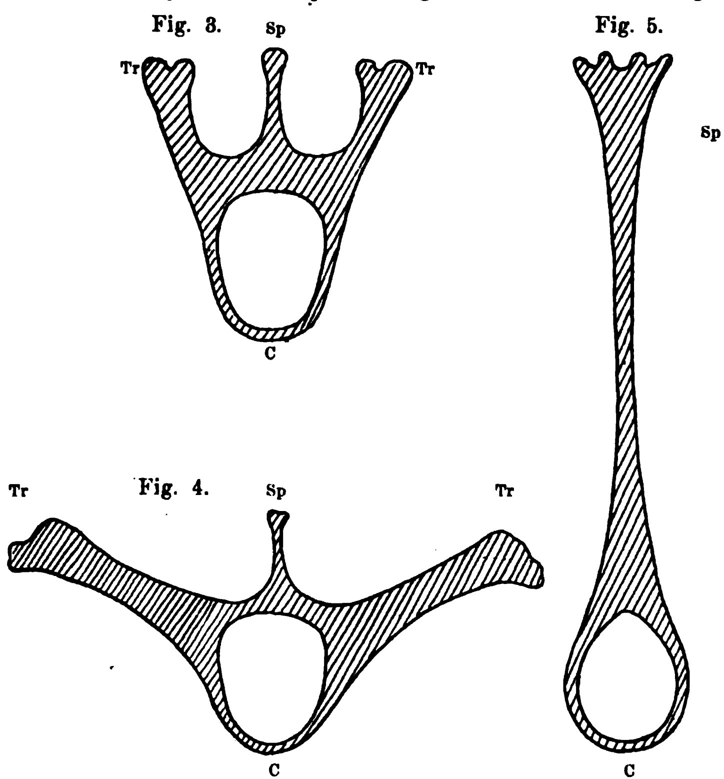
Fig. 1. Ansicht des Postcervikale von *Glyptodon clavipes* von hinten. $^1/_2$ nat. Gr.

Fig. 2. Ansicht der Brustwirbelröhre von *Glyptodon clavipes* von vorn. $^1/_2$ nat. Gr.

Sp. = Oberer Dornfortsatz. Tr. = Querfortsätze. C. = Wirbelzentrum.

herabgeht (Fig. 3) und auch in dem Lenden- und dem größten Teil des Beckenabschnittes (Fig. 5) eine Stärke von nur wenigen Millimetern besitzt. Die Wirbelzentren waren hier natürlich der Aufgabe enthoben, durch Ausbildung großer Ansatzflächen für die verbindenden Knorpelscheiben und entsprechende eigene Dickenentwicklung den festen Zusammenhalt zu schaffen.

Andrerseits hatte die Verwachsung der Querfortsätze der Brustwirbel und der Dornfortsätze der Lenden- und Beckenwirbel eine gewisse Vermehrung der Festigkeit im Gefolge. Als weiterer wichtiger Faktor kommt die Bildung des Panzers in Betracht, der ja dem Rumpf einen ganz vortrefflichen Halt ge-



Querschnitte durch verschiedene Stellen der Wirbelsäule von *Glyptodon clavipes*.

Fig. 3. Durch den vorderen Teil der Brustwirbelröhre.

Fig. 4. Durch den hinteren Teil derselben.

Fig. 5. Durch den vorderen Teil der Sakralwirbelsäule.

Sämtlich 1/2 nat. Gr. — Bezeichnungen wie vorn.

währt, somit in dieser Hinsicht das Innenskelet funktionell in erheblichem Maße entlastet, und es außerdem gegen irgendwelche ungünstigen, von außen wirkenden Einwirkungen und Beanspruchungen vollkommen schützt. Nur gegen das Ende der Beckenwirbelsäule bildet das Zentrum sich allmählich wieder stärker heraus, da es

hier den Ansatz der ersten beweglichen und nicht verschmolzenen Schwanzwirbel liefern muß.

Diese nun gewähren ein gänzlich verschiedenes Bild. Es sind hier (Fig. 5) gerade die Wirbelzentren besonders massig entwickelt, entsprechend der Bedeutung, die sie hier als die den hauptsächlichen Halt gebenden Teile der biegsamen Wirbelsäule des mächtigen Schwanzes haben.

Bei den Formen, bei denen der hintere Teil des Schwanzes von einem starren Tubus umschlossen ist, wie bei *Panochthus, Lomaphorus, Phohophorus, Daedicurus,* sind auch die eingeschlossenen Wirbel unbeweglich miteinander unter mehr oder weniger weitgehender Umgestaltung ihrer äußeren Form verschmolzen.

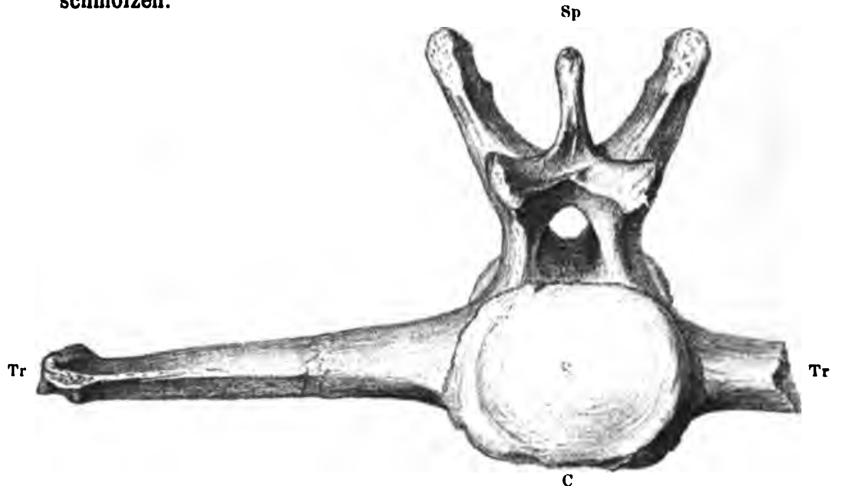


Fig. 6. Zweiter Schwanzwirbel von *Glyptodon clavipes* Owen. $^1/_3$ nat. Gr. — Bezeichnungen wie vorn.

Die Querfortsätze sind je nach der Funktion, die sie haben, entwickelt. In dem Brustabschnitt, wo sie die Rippen tragen, sind sie als kräftige Leisten ausgebildet, die im vorderen Teil der Brustwirbelröhre wagerecht (Fig. 2, 3), in ihrer hinteren Hälfte aber steil gestellt sind (Fig. 4).

In der Lendenwirbelsäule sind die Querfortsätze bei *Panochthus* noch als seitliche Hervorragungen nach Burmeister vorhanden, bei Glyptodon dagegen sind sie gänzlich verschwunden. Es dürfte das wohl durch die Rückbildung der dorsalen Muskulatur infolge der Panzerbildung bedingt sein. Gänzlich verschwunden sind weiterhin die Querfortsätze in der aus 8 Wirbeln bestehenden Beckenwirbelsäule, abgesehen von denen der beiden letzten

Sakralwirbel. Hier sind sie sonst bei den Landsäugetieren meist kräftig entwickelt und zugleich fest miteinander verschmolzen. Bei den Glyptodontiden geben die mächtigen, verwachsenen oberen Dornfortsätze diesem Teil der Wirbelsäule hinreichende Festigkeit. Allein die beiden letzten Sakralwirbel tragen langgestreckte Querfortsätze, die mit den Ischia verschmelzen und auf diese Weise einen festen und sicheren Ansatzpunkt für die mächtige Schwanzwirbelsäule schaffen.

Von besonderer Bedeutung sind die Querfortsätze wieder in der Schwanzwirbelsäule. Hier stellen sie nämlich zusammen mit den unteren Bögen die von den Wirbeln ausstrahlenden Stützen der vielfach mit mächtigen Stacheln besetzten Panzerringe dar und sind deshalb namentlich am vorderen Abschnitt außerordentlich lang und stark entwickelt und gaben gleichzeitig die Stütze eine kräftige Schwanzmuskulatur.

Sehr bemerkenswert ist nun ferner die Gestaltung der Dornfortsätze. Überall, wo die Rumpfwirbel mit einander verschmolzen, sind auch diese verwachsen. Am Postcervikale bilden sie einen mächtigen, dicken Knochen. Dann tritt unvermittelt ein schroffer Wechsel der Form auf, indem sie nämlich im Verlauf der übrigen Brustwirbelsäule einen zarten, dünnen, nur oben, wie Burmeister angibt, sich etwas wulstig verdickenden Kamm darstellen. In der hinteren Hälfte der Lendenregion und im ersten Teil der Beckenwirbelsäule hat der Spinalkamm eine ganz neue, sie stark beanspruchende Funktion erhalten und demgemäß eine besonders starke Entwicklung erfahren. Hier nimmt derselbe nämlich eine gewaltige Höhe und Stärke an, um mit dem Panzer zu verwachsen und zusammen mit dem Becken am Tragen desselben teilzunehmen. (Fig. 4.)

Im weiteren Verlaufe des Sakralteiles, wo die Verwachsung mit dem Panzer nicht mehr vorhanden ist, wird er nur wenig niedriger, ist aber an seinem hinteren Ende noch insofern von Bedeutung, als es jederseits eine Gelenkfläche für die Praezygapophysen des ersten Caudalwirbels trägt und somit noch einen Stützpunkt für den Ansatz des Schwanzes bietet.

An den Schwanzwirbeln zeigen die Dornfortsätze eine normale, aber der gesamten jener Ausbildung derselben entsprechende Entwicklung.

Die Verhältnisse des Halses und gewisse Erscheinungen der Brustwirbelsäule werden aus bestimmten Gründen besser weiter unten besprochen werden.

Hochgradige Umwandlungen infolge der Entwicklung des Panzers hat das Becken erfahren. Die nur hier auftretende feste Verwachsung des ersteren mit dem Innenskelet hat weit-

gehende Umformungen und Anpassungen bedingt. Zunächst ist der gewaltige Umfang, den das Becken angenommen hat, auf diese Beziehung zurückzuführen.

Die Ilia sind mit einander verschmolzen zu einer einheitlichen, ebenen Knochentafel, die bei *Glyptodon claviceps* eine Breite von etwa 0,60 und eine Höhe von 0,25 m erlangt. Bei den meisten Glyptodontiden schwach — bei *Propalaeohoplophorus* stark — nach vorn geneigt und sich hoch über den Rückenmarkskanal erhebend, durchzieht sie senkrecht zur Körperachse den Rumpf. Ihr oberer Rand ist stark verbreitert und verdickt und bei *Gl. clavipes* in reichlich 60 cm betragender Länge mit dem Rückenpanzer verwachsen. Während die mittleren Partieen dieser Knochenwand sehr dünn sind, stellen die von den Gelenkpfannen der Femura aufsteigenden Ränder kräftige und dicke Knochensäulen dar, die stark genug sind, den großen, von oben wirkenden Druck auszuhalten und ihn auf die Hinterbeine zu übertragen.

Auch die Ischia, mit denen die Pubis verschmolzen sind, haben sich zu umfangreichen Knochentafeln umgebildet, die senkrecht der Körperachse parallel gerichtet sind und sich weit nach hinten erstrecken. Ihre oberen, wulstig verdickten Ränder sind in zwei auf der Richtung der Ilia annähernd senkrechten, nach hinten schwach divergierenden Linien — bei *Gl. clavipes* von reichlich 0,25 m Länge — mit dem Panzer verwachsen. Nach unten laufen die ungefähr dreiseitig gestalteten Sitzbeine bei manchen Formen in einen Knopf aus, der noch einen weiteren Anwachspunkt des Panzers bildet.

Zu weiterer Verstärkung der Verbindung dient ferner noch die bereits erwähnte Verwachsung der oberen Dornfortsätze der hinteren Lenden- und vorderen Sakralwirbelsäule.

In der gewaltigen Ausdehnung des Beckens, in der Längswie in der Querrichtung, die auch in der großen Anzahl von 8 Sakralwirbeln und in deren Streckung zum Ausdruck kommt, spricht sich die Tendenz aus, von einander möglichst entfernte Anwachspunkte für den Panzer zu bilden und so eine große Stabilität zu erreichen. Letztere wird auch besonders gefördert durch die vorteilhafte Art der Verwachsung längs ungefähr auf einander senkrechter Richtungen. Dies hat zur Folge, daß allen von irgend einer Seite wirksamen, die Lösung der Verwachsung anstrebenden Kräften ein starker Widerstand geleistet wird.

Als das zweite im Skeletbau der Glyptodonten sich ausprägende Moment war oben bereits der Erwerb der Nahrung hervorgehoben. Dieser erfolgte, wie sich aus mehrfachen Befunden im Knochenbau ergibt, durch wühlende und grabende Tätigkeit.

Dieser Auffassung liegt an sich schon der Vergleich mit den lebenden Gürteltieren, die ja ausgezeichnete Grabtiere sind, nahe. Von BURMEISTER und anderen Autoren ist den Glyptodontiden denn auch bereits diese Lebensweise zugesprochen worden.

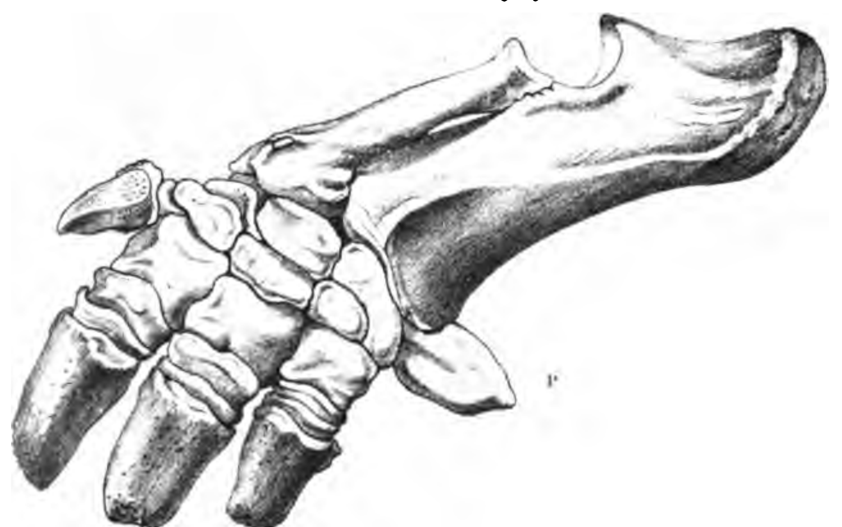


Fig. 7. Linker Unterarm und Vorderfuß von *Glyptodon asper* BURM. nach BURMEISTER. 4/15 nat. Größe.

Die Hauptstütze für diese Ansicht bietet die Ausbildung der Vorderextremitäten (Fig. 7). Die kräftigen, langgestreckten, gekrümmten, auf der Unterseite konkaven Endphalangen trugen sicherlich gewaltige hornige Krallen, die bei der Grabarbeit treffliche Dienste zu leisten imstande waren. Während bei der Gattung *Dasypus* die Gesamtform des Vorderfußes eine mehr gestreckte ist, hat sie bei den Glyptodontiden einen breiteren Umriß erhalten. Dies rührt daher, daß einmal sämtliche Elemente des Vorderfußes eine überaus gedrungene Gestalt zeigen, mit Ausnahme natürlich der Endphalangen, und daß außerdem stets drei Zehen kräftig ausgebildet sind. Die gewiß sehr starken Grabklauen haben sicherlich die Gesamtform gestreckter gestaltet, trotzdem ist unverkennbar, daß gegenüber den Verhältnissen bei *Dasypus* eine merklich breitere Fläche vorhanden ist.

Bei *Glyptodon* kann man wohl annehmen, daß das auffallend stark entwickelte Pisiforme, das als gestreckter, nach unten etwas konkaver Knochen, gleichsam als Ersatz des fehlenden fünften Fingers, nach außen vorragt, nicht unwesentlich zur Verbreiterung der durch die Hand gebildeten Schaufel beigetragen hat.

Es ist dabei bemerkenswert, daß hier gerade die dem Boden zugewandte und beim Scharren im Boden am meisten in Anspruch genommene Randpartie der Hand durch das Pisiforme eine Ausdehnung erfahren hat. Die hier reproduzierte Abbildung (Fig. 7) von *Glyptodon asper* Burm. bei Burmeister[1]) möge die Rolle, die das Pisiforme (P.) bei der Verbreiterung der Hand spielt, veranschaulichen. Die in der paläontologischen Abteilung des Museums für Naturkunde befindlichen Vorderextremitäten derselben Art zeigen durchaus das gleiche Bild. Bei der gleichfalls der fünften Zehe entbehrenden Gattung *Daedicurus* ist, nach den Abbildungen Burmeisters zu schließen, dieses Verhältnis weniger deutlich. Bei *Panochthus* tritt das Pisiforme weit stärker zurück, dafür ist hier der fünfte Finger gut entwickelt.



Fig. 8. Endphalange der dritten Zehe des Hinterfußes von *Glyptodon clavipes* Ow. ²/₃ nat. Gr.

Sehr bemerkenswert ist die Stellung, die der Vorderfuß einnimmt. Er liegt nämlich mit Tibia und Fibula in einer Ebene, auf welche genau senkrecht die Rolle des Ellenbogengelenkes gerichtet ist. Es folgt hieraus, daß Hand, Unterarm und der zu diesem kräftig geneigte Humerus ziemlich genau in einer Fläche liegen. Auch wenn wir eine etwas nach unten divergierende Stellung der beiden vorderen Extremitäten annehmen, so erscheint es doch als ausgeschlossen, daß der ganze Vorderfuß den Boden berührte. Er muß ohne Frage eine steile Stellung mit nach innen gerichteter Handfläche gehabt haben, die für das Gehen und Laufen höchst unvorteilhaft ist, und kann lediglich mit den drei mittleren Zehen die Erde berührt haben, besitzt also extrem

[1]) a. a. O. Pl. XXXIII, f. 2.

digitigraden Charakter. In dieser steilen Stellung liegt eine besonders weitgehende Anpassung an die Funktion, indem beim Graben die Flächenausdehnung des Vorderfußes in besonders hohem Maße zum Wegschieben der Erde ausgenutzt wird.

Die hinteren Extremitäten zeigen den vorderen gegenüber eine ganz abweichende Ausbildung der Endphalangen. Diese besitzen nämlich eine stark verbreiterte Form, die namentlich bei den drei mittleren Zehen ausgeprägt ist (Fig. 8). Aber auch die erste und fünfte Endphalange sind wesentlich breiter als am Vorderfuß, wenn sie hier überhaupt vorhanden sind. Es kann demgemäß auch die Hornbekleidung der Endphalangen nicht den Charakter von langen spitzen Grabklauen, wie wir sie an den Vorderextremitäten annehmen müssen, besessen haben. Offenbar waren sie von hufähnlicher Gestalt und berührten mit breiterer Endigung den Boden.

Die Gesamtform des Hinterfußes ist massig und gedrungen, alle Elemente des Tarsus, Metatarsus und der Zehen sind außerordentlich kurz geworden. Die Zehen stehen, wenigstens bei *Glyptodon*, ziemlich schräg und divergieren etwas von einander. Bei *Panochthus* ist, nach den Abbildungen Burmeisters zu schließen, die Neigung der Zehen eine flachere, doch scheint auch diese Gattung wie *Glyptodon* auch an den Hinterfüßen digitigrad gewesen zu sein. Der Gesamt-Habitus ist dem vergleichbar, den wir bei den größten und massigsten Huftieren finden. Er erinnert an die Verhältnisse bei Proboscidiern, in noch höherm Grade an die der Amblypoda, wie *Uintatherium* und *Tinoceras*.

Bei diesen gewaltigen Tieren sind die Extremitäten der gewaltigen Last, die sie zu tragen hatten, angepaßt, die kurze breite Form der Fußknochen gewährte große Festigkeit, die große Fläche, mit der der Fuß den Boden berührt, die nötige Sicherheit beim Auftreten. Die proximale Facette des Astragalus ist, worauf Schlosser[1]) hinweist, bei den Proboscidiern und Amblypoden infolge des großen Körpergewichtes fast ganz eben gestaltet. Auch bei Glyptodon ist sie, wenn auch in geringerem Maße, abgeflacht, bei dem viel kleineren *Propalaeohoplophorus* dagegen bezeichnenderweise sehr stark gewölbt und mit tiefer Mittelrinne versehen.

Der Hinterfuß der Glyptodontiden übertrifft an Gedrungenheit noch den der erwähnten Huftiere, indem die Metacarpalia noch weit kürzer geworden sind. Auch in der weit breiteren Form

---

[1]) Über die Modifikation des Extremitätenskelets bei den einzelnen Säugetierstämmen. Biol. Zentralbl. **9**, 1890 S. 718.

der Endphalangen ist bei den ersteren die Anpassung an die Funktion weiter fortgeschritten.

Auch Unter- und Oberschenkelknochen sind bei den Glyptodontiden außerordentlich massig und kräftig entwickelt und durchaus einem gewaltigen Gewicht angepaßt. Besonders bemerkenswert ist der Unterschenkel, dessen zwei Bestandteile, Tibia und Fibula, zu einem einheitlichen Knochenstück verschmolzen sind, das bei der Gattung *Glyptodon* eine fast mit einer kurzen, dicken, durchbrochenen Säule vergleichbare Form angenommen hat. Es sei hier bemerkt, daß bei der kleineren und ursprünglicheren Gattung *Propalaeohoplophorus* nach den Angaben und Abbildungen Lydekkers Tibia und Fibula noch weit schlanker und selbständiger sind und an ihren verwachsenen Enden deutlich die Nähte erkennen lassen. Das Femur ist bei den Glyptodontiden plump und massig und durch die kolossale Entwicklung des großen sowie durch das Vorhandensein eines tief gelegenen kräftigen dritten Trochanters ausgezeichnet. Hervorzuheben ist außerdem noch der Calcaneus, der nach hinten in einen mächtigen Tuber calcis ausläuft.

Die Gegenüberstellung von Vorder- und Hinter-Extremität ergibt, wie aus dem Gesagten hervorgehen dürfte, eine bemerkenswerte Differenzierung in Bezug auf Form und damit auch Funktion. Die vorderen sind an grabende Tätigkeit, die hinteren lediglich an das Tragen der großen Körperlast angepaßt.

Diese Erscheinung rückt aber noch in ein ganz besonderes Licht, wenn wir die Stellung der Hinterextremität genauer betrachten. Das Becken hat, wie schon oben bemerkt, einen besonders großen Umfang erhalten dadurch, daß Ilia und Ischia zu umfangreichen Knochentafeln sich umgestaltet haben. Die große Entwicklung der Ischia in der Längsrichtung hat zur Folge, daß der Ansatz des Oberschenkels weit nach vorn gerückt wird. Diese Tatsache im Verein mit der bei den verschiedenen Gattungen mehr oder weniger ausgeprägt schräg nach vorn gerichteten Stellung der Oberschenkel und der beträchtlichen Länge derselben, die diejenige der Unterschenkelknochen stets beträchtlich übertrifft, bei *Glyptodon* und *Panochthus* sogar den doppelten Betrag erreicht, bedingt nun, daß die Aufsetzstelle der Hinterfüße auf den Boden auffallend weit nach vorn geschoben erscheint. Dies ist in so hohem Grade der Fall, daß die Verbindungslinie der Punkte, wo die Zehen den Boden berührten, der vom Schwerpunkt des gesamten Tierkörpers gefällten Vertikalen zum mindesten sehr nahe zu liegen kommt. Ein Blick auf die treffliche Abbildung Burmeisters[1]) von *Glyptodon asper* zeigt klar diese Stellung der

[1]) Annales del Museo Publico de Buenos Aires. 2, Pl. XXIII.

Hinterbeine, obwohl das Tier schreitend und mit zurückgesetztem rechten Hinterfuß dargestellt ist. Auch die bei Zittel[1]) gegebene Reproduktion einer anderen Abbildung Burmeisters von *Glyptodon reticulatus* Ow. läßt das besprochene Verhältnis gut erkennen.

Bei der Festlegung der Schwerpunktsvertikale ist zudem noch in Betracht zu ziehen, daß entsprechend der Form des Panzers bei der Gattung *Glyptodon* der Umfang des Körpers im hinteren Teil größer ist als im vorderen. Dazu kommt hier die gewaltige Entwicklung des Beckens und der Knochen der Hinterextremitäten, sowie die größere Dicke des Panzers. Der mächtige Schwanz hat sicherlich das Gewicht von Kopf und Hals kompensiert, bei längsschwänzigen Formen wie *Panochthus* und *Daedicurus* fraglos übertroffen.

Trägt man allen diesen Verhältnissen Rechnung, so gelangt man zu dem Schluß, daß bei *Glyptodon* der Schwerpunkt nicht weit vor der Anwachsstelle der Ilia mit dem Panzer gelegen haben kann und ungefähr über dem Vorderende der Zehen der Hinterfüße anzunehmen ist.

Bei der der ganzen äußeren Erscheinung nach schlankeren Gattung *Panochthus* übertraf die hintere Rumpfhälfte an Umfang wohl nicht wesentlich die vordere. Andrerseits zeichnet sich der Schwanz außer durch größere Länge durch bedeutendere Stärke in seiner proximalen Hälfte vor dem von *Glyptodon* aus. In den Hauptzügen des Skeletbaues von *Panochtus*, über den die ausgezeichnete Abbildung Burmeisters[2]) und deren Reproduktionen bei Zittel[3]) Aufschluß geben, fallen beim Vergleich mit der Gattung Glyptodon neben der später noch zu berührenden Bildung eines Schwanztubus noch zwei abweichende Züge auf. Das ist einmal die größere Länge und Schlankheit des Femurs, in geringem Grade auch der Unterschenkelknochen und des Fußes. Das Femur ist zugleich stärker nach vorn, die verschmolzenen Tibia und Fibula stärker nach hinten geneigt, der Fuß steht weniger steil als bei Glyptodon. Im ganzen ist das hintere Extremitätenskelet bei *Panochthus* viel stärker geknickt im Gegensatz zu der mehr gestreckteren Form bei der anderen Gattung. Aus der schrägeren Stellung der Femura resultiert aber, daß das Vorrücken des Fußes in noch höherem Maße erfolgt ist als bei *Glyptodon*. Die zweite zu erwähnende Eigenschaft steht in direktem Zusammenhang mit der besprochenen Ausbildung der Hinterbeine. Der Platz für das weit vorgeschobene Kniegelenk ist dadurch geschaffen, daß der Brustkorb bedeutend kürzer als

[1]) Handbuch 4, S. 145.
[2]) a. a. O. Pl. I.
[3]) Handbuch 4, S. 143 u. Grundzüge d. Pal. S. 814.

bei *Glyptodon* geworden ist. Dafür besitzt die Lendenwirbelsäule eine wesentlich größere Länge, die der des Brustteiles nicht nachsteht, während bei *Glyptodon* die letztere bedeutend länger ist.

Das Scharren und Graben ist eine Tätigkeit, die ganz oder fast ausschließlich von den vorderen Extremitäten ausgeübt wird. Sie geht umso besser von statten, je weniger letztere durch das Gewicht des Körpers belastet werden und je freier sie bewegt werden können. Daher ist zu beobachten, daß die Tiere beim Graben stets eine Stellung einnehmen, die eine Entlastung der Vorderextremität erzielt. Bei den ausgesprochenen Grabtieren pflegt sich das auch schon im Skeletbau auszuprägen.

Bei den kleinen grabenden Säugetierformen, z. B. beim Maulwurf, bei *Chlamydophorus* und auch solchen aus der Schar der Nagetiere, ist eine die Entlastung der Vorderfüße bezweckende Stellung am wenigstens deutlich zu erkennen. Die vorderen Extremitäten können hier eben bei dem geringen Gewicht des Körpers sehr wohl noch einen größeren Teil desselben mit tragen, ohne dadurch wesentlich beim Graben behindert zu werden. Bei größeren Tieren dagegen ist es meist augenscheinlich, daß die Hinterextremitäten ganz oder fast ganz allein in der beim Graben eingenommenen Stellung das Gewicht des Körpers tragen und so die Vorderfüße entlasten. Bei einer an das Graben nicht weiter angepaßten Form, wie es der Hund ist, sehen wir, und zwar besonders bei großen Rassen, daß die Hinterfüße stark nach vorn gerückt werden, um den Stützpunkt möglichst der Schwerpunktslinie zu nähern. Bei manchen Säugetieren ruht der Körper auf den vorgestreckten langen Hinterfüßen, wie bei *Orycteropus*. Bei gewissen Solengängern, z. B. den meisten Dasypiden, bei *Echidna* u. a. reichen die mit starken Krallen versehenen Hinterfüße von Natur schon sehr beträchtlich nach vorn, sodaß es nur einer Streckung des Fersengelenkes bedarf, um den Stützpunkt für den weitaus größten Teil der Körperlast auf die Spitzen der mittleren Zehen zu verlegen.

Eigentümlich liegen die Verhältnisse bei *Manis*, wo durch die massige Ausbildung des Schwanzes, besonders bei *M. temmincki* Smuts der Schwerpunkt weit nach hinten gerückt wird. Das ist in so hohem Maße der Fall, daß nach Brehm diese Tiere bei horizontaler Haltung des Rumpfes lediglich auf den Hinterfüßen laufen und mit den Vorderfüßen nur ganz leise den Boden berühren.

Bei den schweren Glyptodontiden mußte die grabende Lebensweise sich besonders stark im Skeletbau ausprägen, da bei der gewaltigen Last des Tieres die Entlastung der Vorder-

füße auch besonders nötig war. Die Hinterfüße sind, wie oben ausgeführt, in der Tat sehr stark nach vorn gerückt, sodaß diese beim Graben nur sehr wenig vorgerückt zu werden brauchten, um allein den Rumpf tragen. Es ist diese Stellung erreicht einerseits durch die mächtige Ausdehnung der Ischia in der Längsrichtung, die zur Folge hat, daß bei *Glyptodon* die Gelenkpfannen für die Femura bei zweidrittel der Rumpflänge zu liegen kommen, andrerseits durch die Länge und die Vorwärtsneigung der Oberschenkel. Daß diese Ausbildung des Skeletbaues dieser Teile sich entwickelt hat, hängt offenbar mit Erlangung der beträchtlichen Körperschwere zusammen. Die zum Tragen derselben bestimmten Hinterextremitäten mußten die Form annehmen, die sich, wie ausgeführt, bei den schweren Säugetierformen herauszubilden pflegt und die durch die kurze Massigkeit und Festigkeit des Fußes und Breite der Endphalangen resp. deren Hornbekleidung ausgezeichnet ist. Aus demselben Grunde hatte sich offenbar zur Entlastung der Vorderextremitäten auch nicht eine starke Streckung der Hinterfüße herausgebildet oder, falls sie bei dem Vorfahren der Glyptodonten bereits vorhanden war, erhalten. Hinterfüße von gestreckter Form mit schlanken Knochenelementen wären nicht geeignet, die gewaltige Körperlast zu tragen, wenn diese beim Graben durch Streckung der Ferse auf die Enden der Zehen verlegt worden wäre.

Daß bei den Glyptodontiden die Entlastung der Vorderfüße so weitgehend eingetreten ist, hat es ermöglicht, daß diese sich so ausschließlich an die grabende Tätigkeit anpassen konnten, namentlich auch, daß sich die steile Stellung der Handfläche — wenigstens bei der Gattung *Glyptodon* — herausbilden konnte, zu der es bei stärkerer Belastung nicht hätte kommen können.

Es ist übrigens bemerkenswert, daß sich die Differenzierung, die sich in der Verschiedenheit der Endphalangen und deren Hornbekleidung ausspricht, auch bei wenigen lebenden grabenden Formen findet, und zwar grade bei größeren Formen, nämlich *Dasypus gigas* und *Orycteropus*. Bei beiden haben die Krallen der Hinterfüße eine breite, hufähnliche Form, wie wir sie bei den Glyptodontiden aus der Gestalt der Endphalangen schließen müssen, erhalten. Auch hieraus geht hervor, daß es sich um eine durch die Erlangung beträchtlicherer Körpergröße bedingte Erscheinung handelt.

Die Tatsache, daß die Hinterextremitäten im wesentlichen allein das Gewicht des Körpers tragen, läßt nun weiter auch die Beziehungen zwischen Panzer und Skeletbau verstehen. Der ganze Rumpf ist von dem starren Panzer umschlossen und an

seiner Innenseite, abgesehen vielleicht von seinen äußersten Rändern, festgeheftet, derart, daß ähnlich, wie der Rippenkorb der Brust einen innerlichen, der Panzer dem ganzen Körper einen äußerlichen Halt gewährt.

Der Panzer ist lediglich mit dem Becken und den oberen Bögen der den Ilia zunächst liegenden Lenden- und Sakralwirbeln verwachsen, während in der ganzen vorderen Körperhälfte keine feste Verbindung mit dem Innenskelete erfolgt ist. Da allein die Hinterextremitäten nebst Beckengürtel die Last des Panzers mitsamt der des eingeschlossenen Körpers tragen, hat der Druck dieser beiden auch nur hier zu einer starren, festen Verwachsung geführt. Zugleich mußte zur Gewinnung der nötigen Stabilität die gewaltige Entwicklung des Beckens in der Längs- und Querrichtung eintreten, und die hohe Zahl von Wirbeln in die Sakralregion einbezogen werden.

Eine besondere Beachtung verdient die Ausbildung des Schwanzes. Die mächtige Entwicklung, die er bei den Glyptodontiden erreicht, legt die Auffassung nahe, daß er eine nicht unwichtige funktionelle Bedeutung hat. Sie ergibt sich wiederum aus der grabenden Lebensweise. Wenn die Tiere die zum Graben geeignete Stellung einnahmen, d. h. die Hinterfüße so weit, als nötig war, vorrückten, um die Vorderfüße möglichst zu entlasten, so wird der Schwanz als dritter hinten gelegener Stützpunkt gedient haben. Da er ein Fallen nach hinten verhinderte, so war es sogar möglich, daß die Vorderextremitäten eine völlige Entlastung erfuhren, ja daß der Schwerpunkt zwischen Schwanz und den Zehenenden der Hinterfüße, wenn auch dicht hinter diesen, zu liegen kam, sodaß die Last des Körpers eine auf drei Punkten gestützte stabile Ruhelage erhielt. Von diesem Gesichtspunkte aus betrachtet, dürfte nun übrigens auch die verschiedenartige Ausbildung des Schwanzes bei den Glyptodontiden verständlich werden.

Bei der Gattung *Glyptodon* mit relativ kurzem, aber mit äußerst kräftiger Wirbelsäule und starker Bepanzerung ausgestattetem Schwanz sind die einzelnen Wirbel selbständig geblieben.

Bei den langschwänzigen Formen, *Plohophorus*, *Panochthus*, *Daedicurus* dagegen ist das hintere Ende sowohl innerlich, als auch äußerlich, zu einem festen starren Abschnitt verschmolzen, während der vordere Teil biegsam geblieben ist. Es liegt auf der Hand, daß ein längerer Schwanz einen höheren Grad von Biegsamkeit besitzt als ein kürzerer und weniger geeignet ist, in der angegebenen Weise als dritter Stützpunkt zu dienen. Es dürfte demnach wohl die Verschmelzung des hinteren Schwanz-

teiles als eine Anpassung an die Funktion, den auf ihm lastenden Druck aufzunehmen, anzusehen sein. Das am meisten beanspruchte hintere Ende des Tubus hat dabei bei gewissen Formen eine Verstärkung erfahren, die bei *Daedicurus* (nach LYDEKKER = *Eleuterocercus* KOKEN) zur Ausbildung eines mächtigen, keulenartigen Gebildes geführt hat.

Eine derartige hochgradige Spezialisierung in der Form des Schwanzes darf doch gewiß nicht als ein bloßes Spiel der Natur aufgefaßt werden, sondern verdankt doch sicherlich einer ganz bestimmten Ursache ihre Entstehung.

Als zweite darf wohl außerdem noch die Tatsache in Beziehung zu der Ausbildung der Verschmelzung gebracht werden, daß wenigstens *Panochthus* durch etwas größere Länge der Hinterextremitäten ausgezeichnet ist. Bei diesem werden nämlich die durch die Hinterfüße gebotenen Stützpunkte soweit nach vorn verlegt, daß der Schwanz augenscheinlich eine größere Belastung während der Grabstellung erfahren hat als bei *Glyptodon* mit kürzeren Hinterextremitäten [1].

Bei der Gattung *Lomaphorus* ist ja der Schwanz wesentlich kürzer als bei den langschwänzigen Typen, andrerseits immer noch länger als bei *Glyptodon*. Die Entstehung des Schwanztubus mag hier außerdem noch durch die im Vergleich zu dieser Gattung schwächere Panzerung, sowie durch die geringere Stärke der Wirbelsäule nötiger geworden sein.

Es könnte der hier geäußerten Auffassung der Bedeutung und Funktion des Schwanzes entgegengehalten werden, daß man erwarten müßte, die Anzeichen starker mechanischer Abnutzung am hinteren Ende des Schwanzpanzers zu finden.

Man darf wohl zunächst annehmen, daß sich die Glyptodontiden bei ihrer Schwerfälligkeit kaum in bergigen, steinigen Gegenden aufgehalten haben dürften, wo auch der Erwerb der Nahrung durch Graben erschwert gewesen wäre, sondern mehr in den Ebenen mit weicherem Boden, wie den Pampas.

Vor allem ist aber zu betonen, daß ja der Panzer, wie schon oben bemerkt, mit einer Hornlage bedeckt war, dem ja auch die Skulptur des Knochenpanzers bei Glyptodon u. a. zuzuschreiben ist. Demzufolge muß man annehmen, daß auch der Schwanztubus eine Hornbedeckung aufwies, die bei Panochthus und Daedicurus, wo dieser durch besonders kräftige Skulptur ausgezeichnet ist, auch eine besonders starke gewesen sein dürfte. LYDEKKER [2]) äußerte sogar die garnicht unwahrscheinliche

[1]) Vergl. die oben angegebenen, von ZITTEL reproduzierten Abbildungen.

[2]) a. a. O. S. 41.

Ansicht, daß der Schwanztubus bei den genannten Gattungen seitlich hornige Knoten oder sogar Hörner getragen hat. Die Hornlage dürfte wohl einen kräftigen Schutz für den Knochentubus gegen mechanische Abnutzung gewährt haben. Bei Daedicurus hat augenscheinlich der breite schwere Tubus auch beim Gange auf dem Boden geschleift und ist infolgedessen auch stärker abgenutzt worden. Jedenfalls zeigt das von Koken als *Eleutherocercus setifer*[1]) beschriebene und in der paläontologischen Abteilung des Museums für Naturkunde befindliche Stück deutliche Spuren von Corrosion.

Nachdem wir die beiden, den Skeletbau beeinflussenden Momente, das Schutzbedürfnis und die Grabtätigkeit und gewisse von jedem einzelnen derselben bedingte Erscheinungen besprochen haben, wenden wir uns der Betrachtung des Halses und des vorderen Brustabschnittes zu, Partieen, an denen wir gleichzeitig die Einwirkungen der beiden genannten Momente erkennen können.

Am Halse kommt die Tendenz der Erstrebung eines möglichst vollkommenen Schutzes zunächst in seiner Kürze zum Ausdruck, die zur Folge hat, daß er zum großen Teil noch unter dem Panzer gelegen ist. Nur die vorderste Partie mag bei normaler Kopfhaltung unter ihm hervorgeragt haben. In der Region des Halses einschließlich des Postcervikalstückes ist die Verschmelzung der Wirbel in erster Linie durch die Kürze desselben bedingt, wie es ja auch bei manchen Cetaceen der Fall ist, nicht aber eine Folgeerscheinung der Panzerung, wie bei der Rumpfwirbelsäule. Denn wenn auch der Panzer bis über diesen Teil des Halses hinabreicht, so würde daraus noch keine Unterbindung der Beweglichkeit der einzelnen Wirbel resultieren müssen, wie ja auch der Anfang der Schwanzwirbelsäule, obwohl unter dem Panzer gelegen, unverschmolzen geblieben ist.

Die Kürze des Halses bedingte es nun auch weiter, daß der Austrittspunkt aus dem Panzer seine tiefe Lage annahm. Dies wurde erforderlich, weil sonst das Tier nicht imstande gewesen wäre, die Nahrung von und aus der Erde heraus zu erfassen. Es resultierte weiter aus der tiefen Lage des Kopfes, daß die Brustwirbelsäule in ihrem Verlauf der starken Wölbung des Panzers nach vorn folgen mußte, sodaß der Neuralkanal des Postcervikalstückes eine äußerst steile Richtung annahm. Und hier mußte dann auch der scharfe Knick in der Wirbelsäule auftreten, der sich in dem annähernd horizontalen Ansatz der verschmolzenen Halswirbel an das Postcervikale ausspricht, sodaß

[1]) Abhandl. K. Preuß. Akad. d. Wiss. Berlin 1888.

der Kopf die normale wagerechte nach vorn gerichtete Stellung einnehmen konnte.

Betreffs der speziellen Beschaffenheit der Halswirbelsäule ist zu erwähnen, daß der Atlas stets vollkommen frei ist, während der Epistropheus mit den nächstfolgenden drei oder vier Wirbeln zu einem gedrungenen breiten Knochenstück verwachsen ist. Der sechste Halswirbel bleibt nach Burmeister bei gewissen Formen der Gattung *Hoplophorus* (= *Plohophorus* und *Glyptodon* in Form einer dünnen Knochenspange selbständig, ist dagegen bei *Panochthus* und bei *Plohophorus* und *Glyptodon* [z. T.] mit den vorhergehenden verschmolzen. Der siebente Halswirbel ist mit den ersten beiden Rückenwirbeln zu dem von der übrigen Brustwirbelsäule losgelösten sog. Postcervikalstück verschmolzen.

Es ergeben sich nun folgende Möglichkeiten der Bewegung des Kopfes. Die Gelenkung vom Hinterhauptskondylus und Atlas gestattete ein weitgehendes Heben und Neigen des Schädels in der Medianebene. Die Gelenkung des Atlas und Epistropheus ermöglichte eine Drehung um die Längsachse und wohl in schwachem Maße auch ein Wenden nach der Seite. Die Gelenkung zwischen Hals und Postcervikale — der sechste Halswirbel spielt auch bei den Formen, wo er selbständig geblieben ist, keine besondere Rolle — erfolgte lediglich an den sehr stark entwickelten Querfortsätzen. Ebenso liegt die Gelenkverbindung des Postcervikalstückes mit der Brustwirbelsäule an den Querfortsätzen. (Fig. 1 u. 2). Diese tragen an der Vorderseite des dritten Rückenwirbels jederseits längliche, stark gewölbte Gelenkflächen, die in entsprechend gebildete des zweiten eingreifen und so, wie Burmeister schon betont, offenbar eine Gelenkung von großer Beweglichkeit erzielen. Wie hier nur eine Bewegung in der Vertikalen möglich ist, so ist das ebenso bei der Verbindung des Postcervikalstückes mit dem vorhergehenden Halsabschnitt wegen der großen seitlichen Entfernung der Gelenkungsflächen der beiderseitigen Querfortsätze der Fall. Den drei in dieser Richtung wirkenden Gelenkungen steht demnach die von Epistropheus und Atlas gegenüber, die die Drehung des Kopfes und in schwachem Maße auch wohl ein Wenden desselben nach rechts und links ermöglichten.

Im Zusammenhang mit der Abgliederung des Postcervikalstückes von der übrigen Brustwirbelsäule steht auch die auffallende Loslösung des mit jenem durch das erste Rippenpaar verbundenen und mit letzterem verschmolzenen Manubrium von dem übrigen Sternum.

Es ist nicht ohne Interesse, zu sehen, welche Anschauungen

über diesen, durch so eigenartige Verhältnisse ausgezeichneten Komplex geäussert worden sind.

Huxley[1]) sprach die Meinung aus, daß die eigenartige Ausbildung des Hals- und vorderen Brustabschnittes die Bedeutung habe, die Atmung zu erleichtern.

In zwei Abhandlungen beschäftigte sich M. Serres mit den Gelenkungen zwischen dem zweiten und dritten Halswirbel und den beiden Stücken des Sternum. In seiner ersten[2]) sprach er die Ansicht aus, daß die Glyptodonten durch Biegung des Halses den Kopf derart in den Panzer zurückziehen konnten, daß die gepanzerte Oberseite des Schädels den Rückenpanzer gleichsam verschloß. Da die oberen Lungenlappen sowie die Einmündungen der großen Venenstämme und der Aorta in das Herz in dem dem dritten Rückenwirbel zugehörigen Rumpfabschnitt lagen, so habe sich der vordere Teil des Sternum als beweglicher Abschnitt abgliedern müssen, durch dessen Drehung der jenen Organen zur Ausübung ihrer Funktion notwendige Spielraum gewahrt blieb, wenn das Postcervikale nach unten in den Brustkorb hineingezogen wurde.

In seiner zweiten Note[3]) führt er die starke Entwicklung der Querfortsätze der Halswirbel auf die Stärke der den Kopf hebenden Muskel zurück, die auf jenen inserierten. Es wären das die Complexi, die von den zwei ersten Rückenwirbeln, und die Splenii, die von den beiden letzten Halswirbeln sich zum Hinterhaupt hinzögen. Die Rückbildung der Wirbelzentra der Halsgegend ist als eine Ausgleicherscheinung aufzufassen, bedingt durch die „Hypertrophie“ der Querfortsätze.

Pouchet[4]) vertrat die Anschauung, die übrigens neuerdings von Weber[5]) wieder angeführt wird, daß die besprochenen Eigentümlichkeiten der Hals- und Brustregion ein Zurückziehen des Kopfes unter den Panzer in der Art, wie es bei den Schildkröten zu beobachten ist, also unter Beibehaltung der wagerechten Haltung desselben, ermöglichen solle.

---

[1]) Description of a new Specimen of Glyptodon, recently acquired by the Royal college of Surgeons of England. Proceed. Roy. Soc. 1862.

[2]) Note sur deux articulations ginglymoidales nouvelles existant chez le *Glyptodon*, la première entre la deuxième et la troisième vertèbre dorsale, la seconde entre la première et la deuxième pièce du sternum. Compt. rend. des séances de l'Acad. des sciences 1868 S. 885.

[3]) Deuxième note sur le developpement de l'articulation vertebrosternale du *Glyptodon* et les mouvements de flexion et d'extension de la tête chez cet animal fossile. Ebenda 1868 S. 1028.

[4]) Journal d'Anatomie etc. 1866.

[5]) Die Säugetiere, 1904 S. 437.

An mehreren Stellen[1] bespricht BURMEISTER diese Verhältnisse. In seiner großen Monographie der Glyptodontiden nimmt er auch den von anderer Seite geäußerten Ansichten gegenüber Stellung.

Er lehnt HUXLEYS Auffassung ab, indem er ausführt, daß die Rippen hinreichend beweglich gewesen seien, um eine genügende Atmung zu gestatten. Auch den Vergleich POUCHETS mit den Schildkröten glaubt er zurückweisen zu müssen, da ein Zurückziehen des Kopfes nur um höchstens 3 Zoll möglich gewesen sein könne, sodaß bei wagerechter Haltung nur ein kleiner Teil desselben vom Panzer bedeckt gewesen wäre.

Dagegen vertritt BURMEISTER im allgemeinen die Ansicht SERRES, nur präzisiert er sie genauer. Er unterscheidet nämlich zwei Bewegungen, von denen die eine, durch das Postcervikale ermöglicht, ein Zurückziehen des Kopfes zur Folge hat, die andere, in der Gelenkung von Atlas und Hinterhaupt beruhende, eine vertikale Stellung von Stirn und Scheitel bewirke. Auf diese Weise würden die Wangen bis zu den Augen in den Panzer hineingezogen und dieser selbst vorn völlig geschlossen. Auch erhielte die nach unten und hinten gerichtete, durch ihre Größe ausgezeichnete, nicht gepanzerte Nase einen guten Schutz. BURMEISTERS Ansicht über die Art der Funktion der besprochenen Gelenkungen dürfte der Wahrheit wohl am nächsten kommen.

Am Berliner Stück von *Glyptodon clavipes* sind leider vom Rippenkorb sehr wenig und vom Sternum nichts erhalten, sodaß es ein Urteil aus eigener Anschauung über diese Teile nicht gestattet.

Die Betrachtung von BURMEISTERS Tafeln läßt nun das eine Bedenken gegen seine Auffassung aufsteigen, daß eine annähernd senkrechte Stellung der Stirn deshalb nicht möglich erscheint, weil die Unterkieferäste bei ihrer Höhe beim Beugen des Kopfes bald an die Brust stoßen mußten.

Die von LYDEKKER gegebene Abbildung des Panzers von *Lomaphorus ornatus* zeigt seitlich neben dem Kopfausschnitt weit vorspringende Ränder. Hier würde auch schon bei einer schrägen Stellung der Stirn von etwa 60° diese in die Ebene der oberen Ränder jener vorspringenden Teile sich befinden und der Kopf seitlich vollkommen geschützt sein. Bei *Panochthus tuberculatus*

---

[1]) Revista Farmaceutica di Buenos Aires, 3 S. 271 1863; Ann. á Magaz. Nat. Hist. (3) 1 1864 S. 81; Archiv f. Anatomie und Physiologie etc. 1865 S. 371; Monographia de los Glyptodontes en el Museo publico de Buenos Aires. Anales del Museo publico de Buenos Aires, 2, 1870/71 S. 47.

[2]) Monogr. Pl. II.

ist das an der Abbildung LYDEKKERS weniger ausgesprochen, an der BURMEISTERS kaum angedeutet, und auch bei dem Panzer von *Glyptodon* finden sich nirgends derartige vorspringende Ränder angegeben.

Soweit man nach den Abbildungen schließen kann, scheint es, als ob bei der Gattung *Glyptodon* und *Ponochthus* das Bergen des Kopfes im Panzer durch Senken des ersteren doch nicht ganz in dem Grade möglich war, wie das BURMEISTER angibt und wie es bei *Lomaphorus* in der Tat der Fall gewesen sein dürfte.

Die Leichtigkeit und der hohe Grad der Beugung, der die Wirbelsäule hinter dem Postcervikale offenbar fähig war, verlangte starke, dorsal gelegene Muskeln, die den Kopf in der wagerechten Haltung zu halten vermochten. Dieser kräftigen Muskulatur diente zweifellos der gewaltige obere Dornfortsatz des Postcervikale (Fig. 2) als Ansatzpunkt. Nach hinten zu inserierte dieselbe dann auf den eine breite Fläche bietenden, seitlich gerichteten Querfortsatzleisten (Fig. 2, 3) der Brustwirbelröhre. Diese haben eben deshalb diese Querstellung erhalten, die von der in der hinteren Hälfte dieses Abschnittes herrschenden so stark absticht. Hier waren nämlich die Querfortsätze offenbar durch elastische Bänder mit dem Panzer verbunden, sodaß die Brustwirbelsäule gleichsam aufgehängt war und jene sich, der Richtung des Zuges entsprechend, senkrecht stellten (Fig. 4).

In der Ausbildung der eigentümlichen Gelenkverbindungen des Halses und des vorderen Brust- und Sternalabschnittes dürfte aber wohl nicht allein das Streben nach Schutz, sondern auch der Nahrungserwerb, das Graben, mitgewirkt haben. Da die Tiere sich ihre Nahrung in der Erde suchten, so lag das Bedürfnis vor, den Kopf möglichst senken zu können. Das ermöglichte, wie BURMEISTER bereits betonte, die Gelenkung des Hinterhauptes, daneben aber auch wohl die des Postcervikale. Bei der Winkelstellung dieses Knochens gegen den vorderen Halsabschnitt mußte eine Drehung des Postcervikale nach hinten und innen, den vorderen Halsteil und damit auch den Kopf ohne Frage dem Boden näherbringen, was, wie erwähnt, für die Erlangung der Nahrung wünschenswert war.

Die außerordentlich breite Form des Schädels und die gewaltige Entwicklung der Jochbogenfortsätze haben übereinstimmend BURMEISTER und C. B. REICHERT[1]) zu der Annahme geführt, daß die Glyptodontiden eine breite Wühlschnauze besaßen. Sie wühlten damit den von den Füßen aufgegrabenen Boden um und

[1]) Sitz.-Ber. Ges. naturforsch. Freunde Berlin 1868.

warfen dabei wahrscheinlich vielfach die Erde empor, um die Nahrung frei zu legen. Die dem mächtigen Dornfortsatz des Postcervikale ansetzenden Muskeln waren sicherlich imstande, eine energische Aufwärtsbewegung des Kopfes zu unterstützen.

Die gewiß lebhaften Bewegungen des Kopfes, die nach Burmeister auch bei den lebenden Dasypiden zu beobachten sind, und die in fast ausschließlich vertikaler Richtung stattfinden, haben offenbar ferner zu der Gelenkung von Brust- und Lendenwirbelsäule geführt. Sie übertrugen sich, wenn auch in gewiß schwachem Maße, auch auf die erstere und verhinderten die Verschmelzung beider Teile. So entstand jene Gelenkung, die an dem Berliner *Glyptodon* nur unregelmässige, auf beiden Seiten unsymmetrische und senkrechte Gelenkflächen zeigt, die bezeichnenderweise auch nur eine, der des Halses und Kopfes entsprechende vertikale Bewegung gestatten.

Allgemeiner über die Bedeutung dieser Gelenkung drückt sich Leche[1]) aus, wenn er in ihr den Ausdruck der sonst bei den Säugetieren zu beobachtenden Gegensätzlichkeit des vorderen und hinteren Abschnittes der Wirbelsäule sieht. Die hier versuchte Erklärung dürfte zeigen, daß wir doch wohl Anhaltspunkte haben, die wir zu einer genaueren Bestimmung der Entstehungsursache jener eigentümlichen Gelenkung verwenden können.

Serres[2]) hatte die Ansicht geäußert, daß der hohe Grad von Rückbildung der Wirbelzentren der Halswirbel und des Postcervikale, die denselben Grad wie bei den Rückenwirbeln erreicht, in Correlation stände und hervorgerufen sei durch die starke Entwicklung der Querfortsätze, die ihrerseits einer kräftigen Muskulatur den Ansatzpunkt geliefert hätten. Es scheint in der Serres'schen Äußerung die bei Besprechung der Rumpfwirbelsäule hier vertretene Auffassung versteckt zu sein, daß der Schwund der Wirbelzentren eingetreten ist, weil ihm ihre Funktion von anderen Teilen abgenommen wurde. Bezüglich der Halswirbel und des Postcervikale läßt sich wohl noch genaueres über die Gründe ihrer Gestaltung sagen.

Die dem Schutzbedürfnis angepaßte, mit weitgehenden Wirbelverschmelzungen verbundene Kürze des Halses war nicht vereinbar mit nennenswerter Biegsamkeit des Halses, wenn lediglich die Dehnbarkeit der wenigen Knorpelscheiben zwischen den Wirbelzentren der selbständigen Wirbelabschnitte dieselbe hätten erzielen sollen. Deshalb mußten sich Gelenkverbindungen an anderen Teilen, hier also an den Querfortsätzen entwickeln, die

---

[1]) Mammalia S. 237.

[2]) a. a. O.

auch bei geringer Anzahl dem Halse und vorderen Brustabschnitt ein erhebliches Maß von Beugungsfähigkeit verschaffen konnten. Die kräftige Ausbildung der Querfortsätze machte dann weiter allerdings eine Entwicklung starker Wirbelzentren überflüssig. Solche wären außerdem einer starken Beugungsfähigkeit an den vorhandenen Gelenkstellen durchaus hinderlich gewesen.

Als drittes in der Ausbildung des Glyptodontenskeletes sich ausprägendes Moment ist die Erreichung beträchtlicher Körpergröße zu betonen. Ja, dieses dürfte von ausschlaggebender Bedeutung für die Entwicklung des Zweiges der Glyptodontiden gewesen sein.

Von Ameghino ausgesprochen und neuerdings wieder von Weber[1]) ausführlicher begründet wurde die Ansicht, daß die mit starrem Rückenpanzer versehenen Glyptodontiden von Formen mit beweglichen Panzerringen abstammen. Besonders wahrscheinlich gemacht wird diese Anschauung durch die Tatsache, daß der älteste, ursprünglichste Glyptodontide, *Propalaeohoplophorus*, noch deutliche Spuren dreier beweglicher Panzerringe besaß. Das Schwinden derselben dürfte in erster Linie der Größenzunahme zuzuschreiben sein. Sie führte dazu, daß die Last des Körpers sich fast ausschließlich auf die Hinterextremitäten verlegte, sodaß die Vorderbeine als Stützpunkt bei der Fortbewegung nur eine untergeordnete Rolle spielten. Die sonst im allgemeinen bei den Säugetieren bei der Fortbewegung sich einstellende Gegensätzlichkeit der gleichzeitig in Tätigkeit befindlichen Vorder- und Hinterextremitäten und damit auch der vorderen und hinteren Rumpfhälfte war bei den schwerfällig auf den Hinterfüßen dahinschreitenden Glyptodontiden kaum vorhanden gewesen, sodaß diese Abschnitte des Körpers ihre Selbständigkeit und Beweglichkeit gegeneinander nicht zu bewahren brauchten und der Panzer zu einer einheitlichen Decke verschmolz. Daß bei dem gewaltig großen *Chlamydotherium* aus der Familie der Dasypodiden der Panzer noch nicht die starre Beschaffenheit angenommen hat, darf deshalb nicht auffallen, weil es sich bei dieser Gattung um einen alten und wenig spezialisierten Typus handelt, der nach Ameghino schon in der Santa-Cruz-Formation auftritt.

Es sei auch ferner darauf hingewiesen, daß ein Einrollungsvermögen, wie es bei gewissen lebenden Gürteltieren durch die Ausbildung der Gürtel ermöglicht wird, bei den Glyptodontiden durch ihre Massigkeit und Schwere unmöglich gemacht werden mußte.

Daß die gewaltige Körpergröße im Verein mit der Entlastung

[1]) a. a. O. S. 466 ff.

der vorderen Extremitäten die Umformung der hinteren, namentlich auch inbetreff der Endphalangen im Gefolge gehabt hat, sowie auch die Ausbildung des Beckens mitbedingt hat, wurde bereits oben besprochen.

Auch in der Zahnbildung der Glyptodontiden kann man den indirekten Einfluß der Körpergröße wahrnehmen. Wie WEBER[1]) ausführte, „erfuhren die einfachen Zähne, ursprünglich Wechselzähne, der Dasypodiden bei *Chlamydothertum*, mehr noch bei *Propalaeohoplophorus* sekundäre Veränderung, indem die hinteren lange, wurzellose Prismen mit Längsfurchen wurden, welche Zahnform die ausschließliche der Glyptodonten wurde."

Diese Umgestaltung darf man wohl auf den Übergang zur reinen Pflanzennahrung zurückführen. Während die lebenden Dasypodiden der Hauptsache nach von Insekten leben, ist diese Nahrung für die Glyptodontiden deshalb nicht anzunehmen, weil es ihnen nicht möglich gewesen sein kann, die ihrer Körpergröße entsprechende Menge davon zu erlangen.

Insektivore Säugetiere scheinen nur dann etwas größere Körperdimensionen erreichen zu können, wenn sie in hochgradiger Weise an Ameisennahrung angepaßt sind, wie *Myrmecophaga* und *Orycteropus*.

Die Glyptodontiden dagegen lebten, wie die außerordentlich hohen, mit großen Kauflächen versehenen, wurzellosen Zähne verraten, im wesentlichen von Pflanzennahrung. Offenbar scharrten sie sich Wurzeln und Knollen aus der Erde heraus, wobei ihnen die breite Wühlschnauze, die im starken Gegensatze zu der langen und spitzen der insektivoren Dasypodiden steht, sicherlich gute Dienste leistete.

Hierauf wurde die Sitzung geschlossen.

v.	w.	o.
BRANCO.	JAEKEL.	JOH. BÖHM.

[1]) a. a. O. S. 467.

7. Protokoll der Juli-Sitzung.

Verhandelt Berlin, den 6. Juli 1904.

Vorsitzender: Herr JAEKEL.

Das Protokoll der Juni-Sitzung wurde verlesen und genehmigt.

Der Vorsitzende begrüßte Herrn Akademiker Friedrich v. SCHMIDT-Petersburg bei seinem Besuche in der Sitzung.

Darauf teilt der Vorsitzende den Tod des Mitgliedes der Gesellschaft Dr. H. KAUL mit.

Der Vorsitzende machte der Gesellschaft ferner Mitteilung von dem am 5. Juli in Berlin erfolgten Ableben des Prof. Dr. F. HILGENDORFF, dessen Haupttätigkeit zwar auf dem Gebiete der Zoologie lag, der aber durch seine Untersuchungen über die Entwicklungsreihen der *Planorbis multiformis* im Miocän von Steinheim eine große Bedeutung für die Paläontologie besonders in ihrer Wichtigkeit für die Descendenzlehre erlangt hatte. Er war zuletzt Kustos am zoologischen Museum zu Berlin und starb nach längerem Leiden im Alter von 64 Jahren.

Der Vorsitzende gedachte schließlich eines Mitgliedes, der wohl aller Wahrscheinlichkeit nach nicht mehr unter den Lebenden weilt, des Baron EDUARD VON TOLL, der bekanntlich im Herbst 1902 von der Bennetinsel die Heimreise nach der Nordküste Sibiriens antrat, aber dorthin nicht zurückgekehrt ist. Es ist wohl kaum mehr daran zu zweifeln, daß er den ungünstigen Zufällen der späten Jahreszeit in dem Sunde der Bennetinsel zum Opfer gefallen ist. Diese letzte Expedition TOLLS war die dritte, die er nach Nordsibirien unternahm. Die beiden ersten galten vornehmlich der Bergung von Mammuthkadavern, während die letzte die Erforschung der Nordsibirischen Inseln zum Ziele hatte. TOLL hat als Geologe bei diesen Expeditionen unsere Kenntnis von dem Bau Nord-Sibiriens und der

genannten Inseln in wichtiger Weise gefördert, und wenn auch von den Ergebnissen seiner früheren und dieser letzten Reise bisher nur vorläufige Berichte bekannt geworden sind, so sind diese, wie namentlich TOLLS Beobachtungen über die sibirischen Reste des Inlandeises und seine Auffindung mesozoischer und verschiedener paläozoischer Schichtsysteme in Nordsibirien, an sich schon sehr dankenswerte Ergebnisse seines Forschungsdranges. Dadurch, daß auch von seiner letzten Expedition alle wissenschaftlichen Materialien gerettet werden konnten, ist gerade über die Geologie der Bennetinsel, speziell das Altersverhältnis der postglacialen Säugetierhorizonte und der präglacialen Pflanzenlager zu dem Horizont des Inlandeises, ein äußerst wichtiges Material erlangt worden. Mit der Bewunderung des kühnen Forschermutes EDUARD VON TOLLS verbindet sich die herzliche Anerkennung für seine unbestreitbaren Verdienste um die geologische Kenntnis jener weltentlegenen Gebiete, die ihm weit über die Grenzen seines engeren Vaterlandes hinaus ein dankbares Andenken aller Geologen sichert.

Seinem und der vorher Genannten Andenken zu Ehren erheben sich die Anwesenden von ihren Sitzen.

Der Gesellschaft sind als Mitglieder beigetreten:

Herr Bergbaubeflissener HERBING aus Breslau, vorgeschlagen durch die Herren WYSOGÓRSKI, RENZ und FRECH;

Herr Bergbaubeflissener PAUL DIENST aus Elberfeld, vorgeschlagen durch die Herren BRANCO, POTONIÉ und PHILIPPI.

Hierauf legte der Vorsitzende die im Austausch eingegangenen Zeitschriften vor und besprach die von den Autoren als Geschenk an die Bibliothek eingegangenen Bücher:

DELGADO, J. F. N., Faune cambrienne du Haut Alemtejo (Portugal). S.-A. a. Commun. Service géolog. Portugal. 5. Lisbonne 1904.

HATCH, F. H., The geology of the Marico district. S.-A. a. Transact. geol. soc. South Africa. 7. 1904.

—: Note amplifying his paper on the Geology of the Marico district. S.-A. a. The Minutes of Proceed. geol. soc. South Africa. 7. No. 3.

HAUSMANN, H., Interferenz-Erscheinungen in polarisiertem Licht. Photogr. Aufnahmen. Magdeburg 1904.

KNEBEL, W. VON, Basaltmaare im Taunus. S.-A. a. Sitz.-Ber. phys.-med. Soc. Erlangen. H. 35. 1903.

—, Vergleichende Studien über die vulkanischen Phänomene im Ge-Gebiete des Tafeljura. Ebenda.

MARTIN, K., Jungtertiäre Kalksteine von Batjan und Obi. S.-A. a. Samml. geol. Reichsmus. Leiden (1) 7. 1904.

NOPCSA JUN., FRANZ BARON, Dinosaurierreste aus Siebenbürgen III. Weitere Schädelreste von Mochlodon. S.-A. a. Denkschr. math.-naturw. Cl. k. Akad. Wiss. Wien. 74. 1904.
PABST, W., Die fossilen Tierfährten aus dem Rotliegenden Thüringens im Herzoglichen Museum zu Gotha. Ein Führer durch ihre Sammlung. Mit 12 Tafeln u. 6 Figuren. Gotha 1904.
—, Abbildungen u. kurze Beschreibung der Tierfährten aus dem Rotliegenden Deutschlands. Lief. 1. Taf. I—XII. Gotha 1904.

Herr F. VON WOLFF sprach **über das Alter der kristallinen Ostcordillere in Ecuador.**

Die Reihe petrographischer Abhandlungen, die das von Herrn Geheimrat REISS auf seinen Reisen in Ecuador während der Jahre 1870—1874 gesammelte Material zum Gegenstand der Untersuchung gemacht hatten, haben mit meiner Arbeit „Die älteren Gesteine der ecuatorianischen Ostcordillere, sowie die des Azuay und eines Teiles der Cuenca-Mulde“[1]) einen vorläufigen Abschluß genommen. Aus dieser Arbeit sollen die Ergebnisse der Untersuchung, soweit sie rein geologischer Natur sind und die Altersfrage der Ostcordillere betreffen, herausgegriffen und noch einmal zusammengestellt werden.

Der große östliche Cordillerenzug „die Ostcordillere“ mit seinen aufgesetzten Vulkanriesen läßt in seinem geologischen Aufbau eine Dreiteilung erkennen.

1. Die jungvulkanische Bedeckung ist das jüngste Glied der ganzen Reihe. Massige Laven und Tuffe, es sind meistens Pyroxen- und Hornblende-Andesite, der z. T. noch jetzt tätigen Vulkane haben die Grundcordillere begraben. Dieselbe erscheint nur in der Tiefe der Erosionsrinnen oder dort, wo die Abtragung größere Partien freigelegt hat.

2. Die Kreideformation ist gewöhnlich in Sandsteinen und dunklen bituminösen Kalken entwickelt. Sie tritt aber auch hier in ähnlicher eruptiver Facies wie in den südlicheren Ländern, namentlich Chile, auf und besteht aus älteren basischen Eruptivgesteinen, Augitporphyriten und dazugehörigen Tuffen und jüngeren Quarzporphyren.

Diese Formation in eruptiver Facies fehlt in dem Bereich der eigentlichen Ostcordillere, sie reicht von der Westcordillere bis an ihre Flanke heran. Die Kreideformation hat z. T. die Auffaltung der Ostcordillere mitgemacht, wie die steil aufgerichteten Kreidesandsteine des Cuencabeckens beweisen. Eine nähere Gliederung und Parallelisierung derselben ist bei der Armut an Fossilien und dem Stand unserer Kenntnisse noch nicht durchführbar.

---

[1]) Vergl. W. REISS, Ecuador 1870—1874, H. II. Berlin 1904.

3. Die kristallinen Schiefer endlich bauen die Ostcordillere im Untergrund auf.

Ihre petrographische Mannigfaltigkeit ist ungemein groß. Tonschiefer, Phyllite, Graphitschiefer, Quarzite, Glimmerschiefer und mannigfaltige Albitgneise mit Einlagerungen von geschieferten Diabasen, Grünschiefern und Hornblendegesteinen geben ein Bild ihrer wechselnden Zusammensetzung. Die Versuche, die Genesis dieser kristallinen Schiefer zu ergründen, z. T. vermittels der Bauschanalyse, z. T. durch die mikroskopische Untersuchung, führten zu dem Ergebnis, daß der kristallinen Ostcordillere eine Sedimentformation zugrunde liegt, die sich aus Sandsteinen und Tonen mit kohligen Einlagerungen aufbaute und nunmehr in einem durch den Gebirgsdruck in mehr oder weniger starkem Grade umgeformten Zustand vorliegt.

In derselben Weise ließ sich zeigen, daß die Einlagerungen, die Grünschiefer und Hornblendegesteine, auf basische Eruptivgesteine und deren Tuffe zurückzuführen sind. Man kennt nun bei keiner anderen Gesteinsgruppe die umformenden Wirkungen des Gebirgsdruckes bis in die Einzelheiten so genau, wie gerade bei den Diabasgesteinen.

Es lassen sich die Diabasgesteine in den verschiedenen Stadien dynamometamorpher Umformung als Maßstab für die Intensität des Gebirgsdruckes verwenden, und so kann man drei Stufen der Umformung unterscheiden.

1. Stadium der schiefrigen Diabase und Schalsteinschiefer; ihm entsprechen die Tonschiefer, mit denen sie auch vergesellschaftet auftreten.

2. Stadium der Grünschiefer; hierher gehören die Phyllite.

3. Stadium der Hornblendeschiefer und Amphibolite; es ist das Stadium der Glimmerschiefer und Albitgneise und umfaßt alle Gesteine, die den höchsten Grad der Kristallinität erreicht haben.

In dieser Weise treten die Schiefer im geologischen Verband mit ihrer Einlagerung auf, sodaß z. B. Grünschiefer nur mit Phylliten, oder Amphibolschiefer nur mit Albitgneisen oder anderen Gesteinen derselben Stufe zusammen auftreten.

Da nun die Intensität des Gebirgsdruckes Änderungen mit dem Ort unterworfen ist, folgt aus dieser Tatsache, daß Schlüsse auf die vertikale Aufeinanderfolge von Tonschiefer, Phyllit, Glimmerschiefer und Gneis nicht zu machen sind, vielmehr diese Schiefer geologisch äquivalente Horizonte, aber in einem verschiedenen Grade der Umformung, darstellen können.

Diese kristallinen Schiefer werden von Granit und tonalitartigen Dioritmassiven durchbrochen; dieselben haben auf die

Tonschiefer und Grünschiefer Kontaktwirkung ausgeübt, sind demnach jünger als diese. Während diese Massive im Westen nur wenig von dynamometamorphen Veränderungen betroffen wurden, sind sie im Osten in Granitgneise und Dioritgneise umgewandelt worden. Sie sind demnach von der Auffaltung der Cordillere noch mit betroffen worden.

Was nun das geologische Alter der Aufrichtung des Gebirges betrifft, so ist dasselbe in die Tertiärzeit oder frühestens in die oberste Kreidezeit zu verlegen, da Kreideschichten mit betroffen sind.

Das Alter der kristallinen Schiefer kann bei dem vollständigen Fehlen sonstiger Anhaltspunkte nur auf Grund des petrographischen Charakters der Schiefer ermittelt werden.

Die Gliederung der Schiefer in Phyllite, Glimmerschiefer und Gneise ist für das archaeische Alter nach den obigen Ausführungen in keiner Weise ausschlaggebend.

Im Gegenteil zeigt die petrographische Ausbildung der Gesteine nur sehr wenig Ähnlichkeiten mit archaeischen Gneis- und Schiefergebieten. In der Ostcordillere ist das Fehlen der Gneise, wenn man von den oben erwähnten druckschiefrigen Graniten und Dioriten, die keine echten Gneise sind, absieht, auffallend. Die als Psammitgneise und Albitgneise bezeichneten Gesteine, sowie die anderen Schiefer stimmen in ihrem Habitus mit kristallinen Schiefern jüngeren geologischen Alters vollständig überein und lassen sich zum Vergleich entsprechende Schiefer aus dem Taunus, aus Steiermark, aus dem Paltental und aus den Bündner Schiefern heranziehen.

Paläozoische Formationen sowie Trias und Jura sind in Ecuador bis jetzt noch nicht gefunden. Sind sie nicht zur Ablagerung gelangt oder bereits einer starken Abtragung zum Opfer gefallen? Die erste Annahme ist an und für sich unwahrscheinlich.

Nun ist die kristalline Ostcordillere ihrem petrographischen Habitus nach jüngeren Alters, sie ist eine Sedimentformation, bestehend aus Sandsteinen und Tonschiefern, gewesen, mit eingeschalteten basischen Eruptivgesteinen. Das aber ist die Facies, in der die Trias und Iuraformation z. B. in Chile entwickelt ist. Demnach ist die wahrscheinlichste Erklärung der Verhältnisse die, daß die bis jetzt vergeblich gesuchte Trias- und Juraformation in einem durch den Gebirgsdruck veränderten Zustand in der kristallinen Ostcordillere zu suchen ist. Wie weit paläozoische Sedimente in der kristallinen Ostcordillere versteckt sind, entzieht sich vorläufig noch vollständig unserer Beurteilung, sicherlich beteiligen auch sie sich an dem Aufbau derselben.



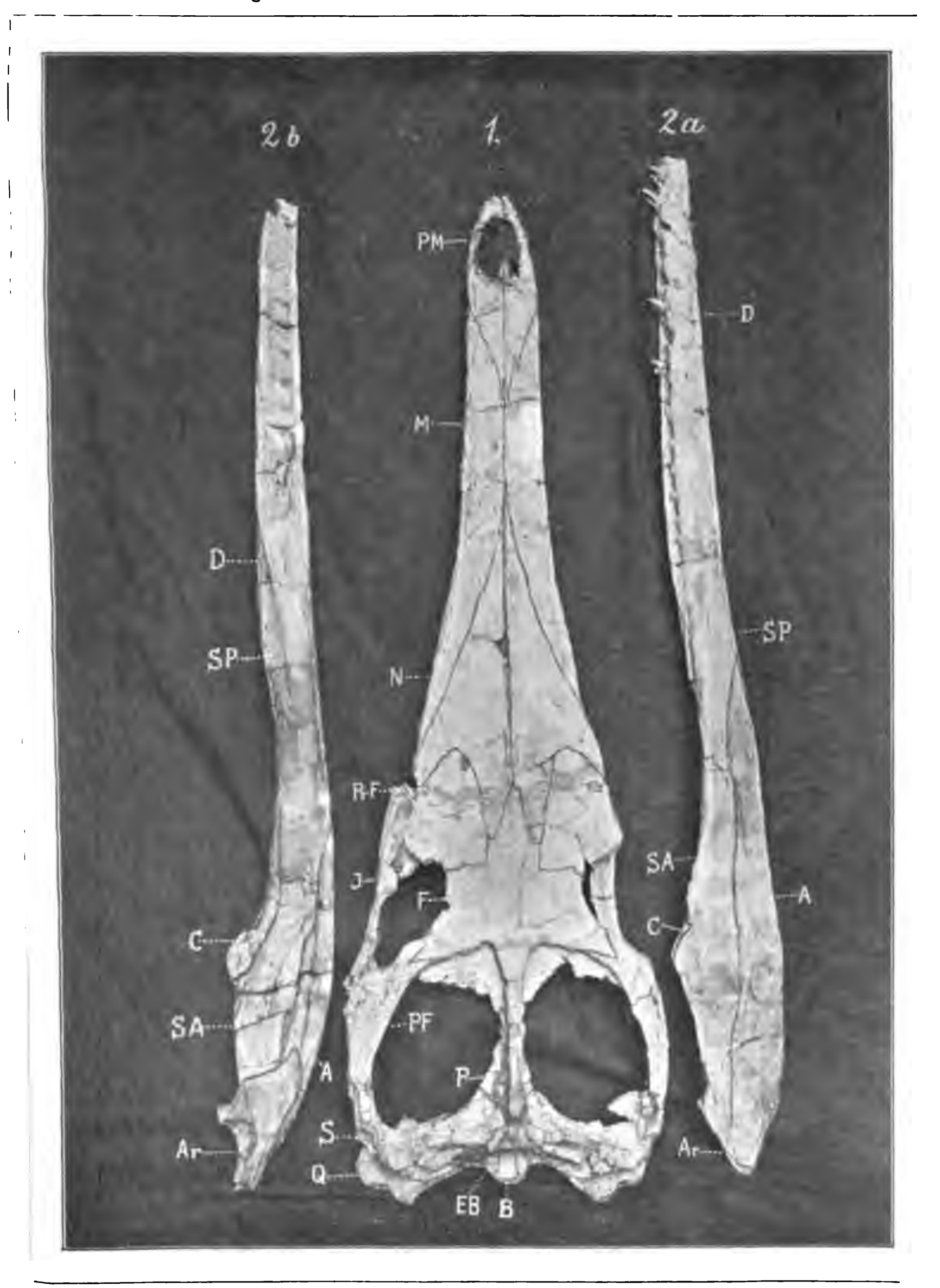
Erklärung der Tafel XI.

Metriorhynchus Jaekeli ERICH SCHMIDT.

Fig. 1. Schädel von oben
- PM = Prämaxille
- M = Maxille
- N = Nasale
- PrF = Präfrontale
- F = Frontale
- J = Jugale
- PF = Postfrontale
- S = Squamosum
- P = Parietale
- Q = Quadratum
- B = Basioccipitale
- EB = Exoccipitale

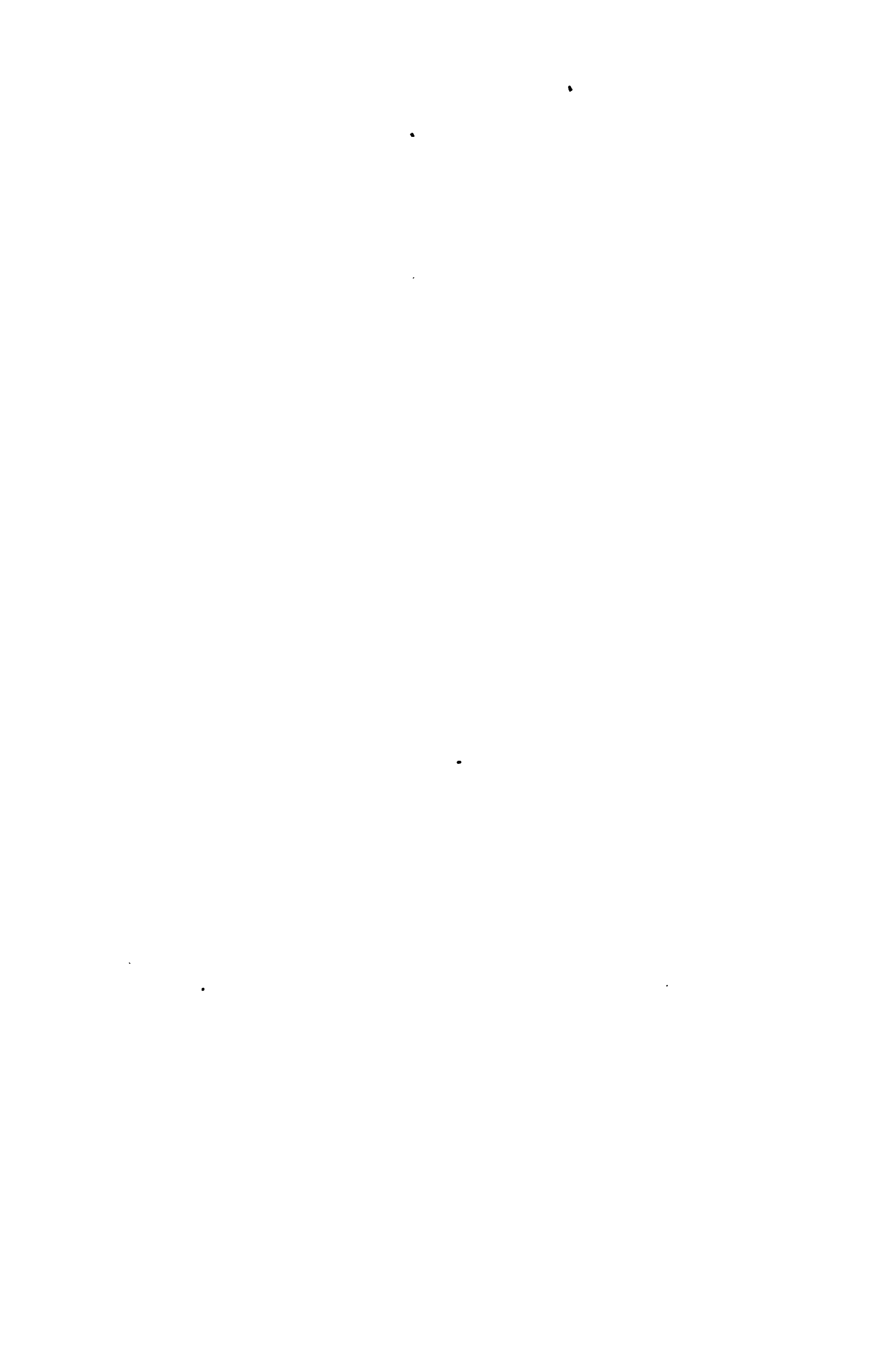
Fig 2. Unterkiefer
- a) von außen
- b) von innen
- D = Dentale
- SP = Spleniale
- A = Angulare
- SA = Supraangulare
- Ar = Articulare
- C = Complementare

Ungefähr $^1/_5$ der natürl. Größe.



J F. Starcke, Berlin





Erklärung der Tafel XII.

Metriorhynchus Jaekeli ERICH SCHMIDT.

Fig. 1. Linker Schultergürtel mit Humerus.

sc = Scapula } Externseite
co = Coracoid }
hu = Humerus Dorsalseite

Fig. 2. Linkes Becken von der Externseite

il = Ileum
pu = Pubis
is = Ischium

Fig. 3. Rechtes Femur

Fig. 4. Metatarsus I des rechten Fußes

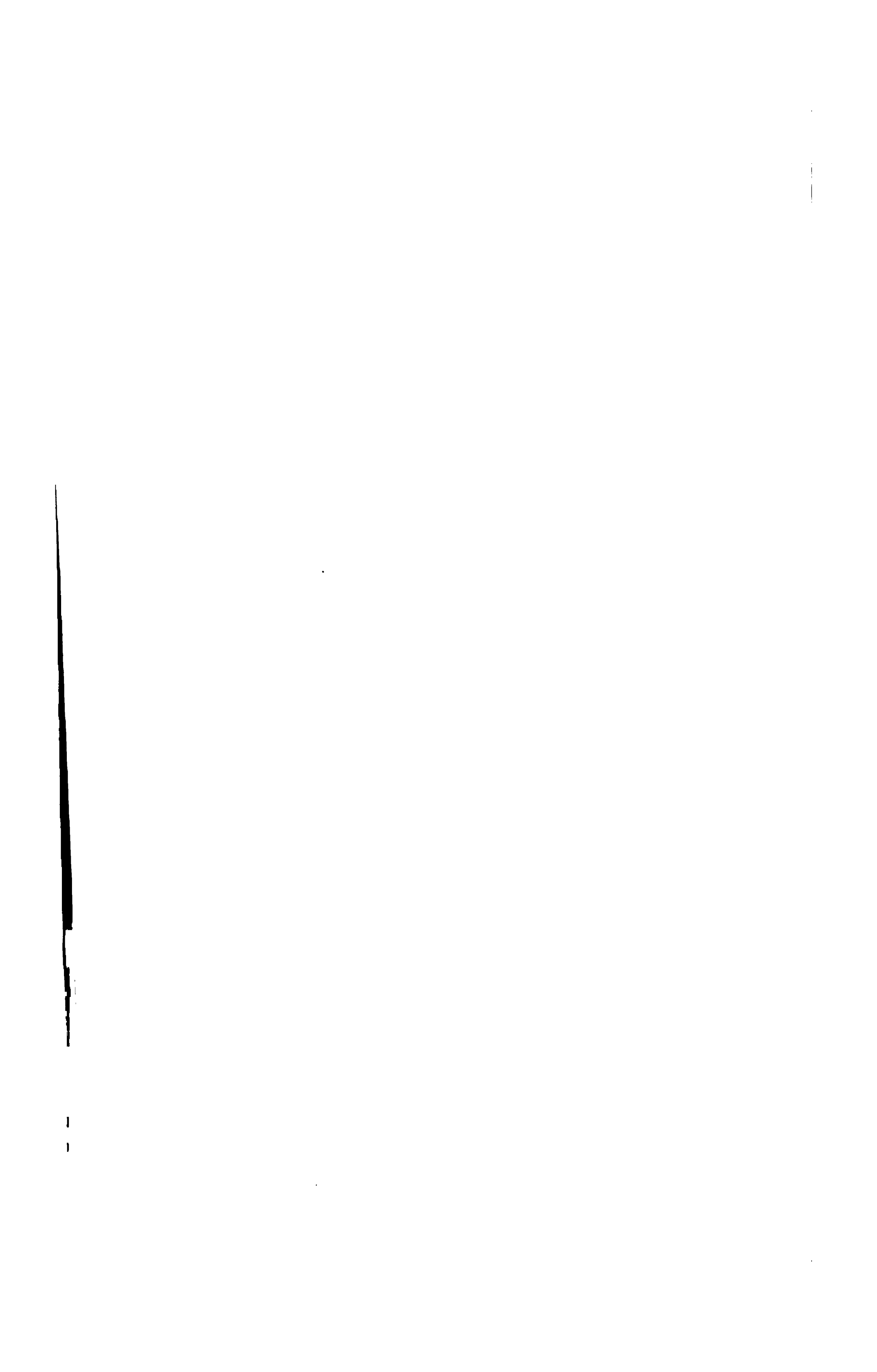
Fig. 5. Rechter Prämaxillarzahn (fälschlich mit ti (Tibia) bezeichnet).

a) von der Hinterseite
b) von der Innenseite

Fig. 6. Rechter Zahn aus der Mitte des Kiefers von der Außenseite.

Figur 5 und 6 in natürl. Größe, die Figuren 1—4 in ²/₃ natürl. Größe.





Das Alter der durchbrechenden Granit- und Tonalitmassive, die z. T. von der Aufrichtung des Gebirges mit betroffen sind, ist, wie diese selbst, auf die Grenze zwischen Kreide und Tertiär zu setzen.

Ich parallelisiere sie mit den „Andengesteinen" STELZNERS, die in Argentinien und Chile ein gleiches Alter haben.

An der Flanke der Ostcordillere finden sich eigenartige porphyritische Gesteine mit holokristalliner Grundmasse. Doch lassen sich bis jetzt nähere Angaben über ihr geologisches Auftreten nicht machen. Genau dieselben Arten treten in Chile in einem nachweislichen Zusammenhang mit den Andengesteinen auf. Ich trage kein Bedenken, auch hier die Parallele zu ziehen und diese Gesteine den porphyrischen Gliedern der Andengesteinsgruppe zuzurechnen.

An der Diskussion beteiligen sich die Herren v. KNEBEL, TANNHÄUSER, J. BÖHM und v. WOLFF.

Herr **WILHELM ERICH SCHMIDT** sprach **über *Metriorhynchus Jaekeli*** nov. sp.

Hierzu Taf. XI, XII und 3 Textfig.

Das Berliner Museum für Naturkunde erwarb im Jahre 1898 von B. STÜRTZ in Bonn ein ziemlich vollständiges Exemplar einer neuen *Metriorhynchus*-species, das dem Oxfordtone von FALTON, HUNTINGDON Co., entstammt. Dieser Fund erheischt eine eingehende Beschreibung, denn so genau wir auch über das Kopfskelet von *Metriorhynchus* durch die gründlichen Arbeiten DESLONGCHAMPS'[1]) unterrichtet sind, über das Rumpfskelet dieser Gattung weist die Literatur nur eine Arbeit HULKES[2]) auf. Aber auch diese Arbeit befriedigt nicht ganz, da wir vor allem eine Angabe darüber vermissen, wie sich die Wirbel auf die einzelnen Körperabschnitte verteilen, denn gerade die Gliederung der Wirbelsäule ist sehr wichtig, um *Metriorhynchus* mit den nahe verwandten Gattungen *Dacosaurus* und *Geosaurus* vergleichen zu können. Alle drei Gattungen, ausgezeichnet durch interessante Anpassungserscheinungen an das Schwimmleben, sind kürzlich der Gegenstand einer interessanten Arbeit geworden[3]), die nur

[1]) EUDES-DESLONGCHAMPS, Bull. de la Soc. Linnéenne de Normandie. (2) **1**. 1865—66.
—, Bull. de la Soc. Linnéenne de Normandie. (2) **3**. 1868.
—, Notes Paléontologiques. **1**. 1863—69.
—, Bull. Soc. Géol. France. (2) **27**. 1869—70.
—, Le Jura Normand. Mon. IV. Caën 1877—81.

[2]) In Proceed. Zool. Soc. of London 1888. S. 417 f.

[3]) E. FRAAS: Die Meercrocodilier *(Thalattosuchia)* des oberen Jura Paläontographica. **49**. 1902.

den einen Mangel hat, daß *Metriorhynchus* noch nicht gebührend in Vergleich gezogen werden konnte. Bei der Beschreibung dieser Form werde ich daher, soweit es der beschränkte Raum zuläßt, *Dacosaurus* und *Geosaurus* mit heranziehen. Den Namen *Metriorhynchus Jaekeli* habe ich dieser neuen Form gegeben als ein Zeichen des Dankes, den ich Herrn Professor Dr. JAEKEL für die vielfache Anregung und seinen wertvollen Rat schuldig bin.

Die Abgrenzung der verschiedenen Spezies von *Metriorhynchus* muß lediglich auf Grund des Schädelskelets erfolgen, da dieses allein von allen Arten bekannt ist. Von den Knochen des Schädels aber kommen vor allem Frontale, Praefrontalia und Nasalia in Betracht, die für die ganze Familie von besonderer Wichtigkeit sind. Sehr bezeichnend ist meist die Gestalt des Frontale und der Praefrontalia, und so auch bei der neuen Art. (Taf. XI.) Das Frontale hat etwa die Form eines Platanenblattes, bei dem die oberen Seitenlappen etwas zu kurz geraten sind. Vorn wird das Frontale begrenzt von den Schenkeln eines spitzen Winkels, die an der Stelle, wo Frontale, Nasale und Praefrontale zusammenstoßen, auf eine ganz kurze Strecke nach außen, rechtwinklig zur Längsachse, umbiegen, von da an rückwärts parallel der Längsachse hinziehen und an der hinteren Grenze der Praefrontalia abermals rechtwinklig nach außen, zur Orbita abbiegen. Nachdem das Frontale ein Drittel des von oben sichtbaren Teiles der Augenhöhle gebildet hat, sendet es noch eine spitzwinklige Zunge in das Postfrontale; weiter ist dann die Frontalgrenze nach rückwärts nicht zu verfolgen. Die Praefrontalia sind von gerundet dreiseitiger Form und springen ziemlich stark über die Augenhöhlen vor. Die Nasalia, die infolge der starken dorsoventralen Zusammendrückung des Schädels (Fig. 1) auf der Abbildung (Taf. XI) breiter erscheinen, als sie sich in unverdrücktem Zustande darstellen würden, sind lang gestreckt, waren nur mäßig stark gewölbt und sind von den Praemaxillen durch einen Zwischenraum von ein Viertel ihrer eigenen Länge getrennt. Die Ausbildung von Praemaxillen, Maxillen und Quadrata schließt sich aufs Engste an die der bekannten *Metriorhynchus*-Arten an, und von den übrigen Schädelknochen läßt sich des ungünstigen Erhaltungszustandes wegen nichts sagen, da die Lacrymalia nicht sichtbar sind und die Grenzen der anderen Knochen, soweit sie überhaupt erhalten sind, nicht festzustellen sind. Wohl aber läßt sich am Hinterhaupt die sehr geringe Beteiligung der Exoccipitalia an der Bildung des Condylus beobachten. Die Unterseite des Schädels zeigt nur die Praemaxillen und Maxillen und hinten die Unterseite der Schädeldachknochen. Die stärkere

Bezahnung der Praemaxillen läßt sich deutlich an der Größe der Zahnalveolen wahrnehmen. Der Ausschnitt der Orbita hinter dem Praefrontale ist verhältnismäßig breit; die oberen Schläfenlöcher haben eine ovale Form, über die Gestalt der beiden anderen Schädelhöhlen läßt sich nichts sagen. Im Oberkiefer sind über 25 Zähne vorhanden gewesen. Eine Grübchenskulptur ist nur auf dem Frontale und den Praefrontalien schwach entwickelt.

Der Unterkiefer (Taf. XI, Fig. 2a und b) ist sehr schlank gebaut, wodurch er dem von *Geosaurus* sehr ähnlich wird, während die Länge des Dentale auf der Außenseite, die hier $^3/_5$ der Gesamtlänge des Unterkiefers beträgt, mehr an *Dacosaurus* erinnert. Das Supraangulare nimmt an seinem vorderen Ende einen spitzwinkligen Zipfel des Dentale auf; das Angulare endigt auf der Außenseite hinten viel spitzer als bei *Dacosaurus* und *Geosaurus* und stößt hier mit dem Articulare nur im äußersten Winkel zusammen. Ein äußerer Durchbruch des Unterkiefers fehlt. Das Complementare ist ein langer, schmaler Knochen, der sich zwischen das Supraangulare und das Spleniale einkeilt und ein sehr entwickeltes Coronoideum besitzt, ohne auf der Innenseite einen Fortsatz zum Angulare zu enden. Bei den lebenden Krokodiliern dagegen liegt das Complementare ganz auf der Innenseite, verbindet das Supraangulare mit dem Angulare und bildet dadurch die hintere Grenze des abgeschnürten inneren Loches des Unterkiefers. Diese abweichende Ausbildung des Complementare scheint mir anzuzeigen, daß bei *Metriorhynchus* auch der innere Durchbruch des Unterkiefers vollkommen fehlt, doch läßt sich an keinem der Unterkieferäste darüber Sicherheit gewinnen. Vorn am Unterkiefer sind noch die 3 letzten der 4 ersten, stärkeren Zähne erhalten. Die Zahl der Zähne des Unterkiefers betrug 20, vielleicht auch 21, jedenfalls ist auch bei *Metriorhynchus* die Zahl der Zähne im Oberkiefer erheblich größer als im Unterkiefer.

Die Zähne (Taf. XII, Fig. 5 u. 6) sind schlank und tragen an ihrer Vorder- und Hinterkante eine scharfe Leiste. Die ganze Oberfläche der Zähne ist mit feinen Längsrunzeln bedeckt, die nur an der Spitze infolge der stärkeren Abnutzung undeutlich werden. Diese Runzeln sind nicht lauter parallele Längslinien, sondern sie sind häufig unterbrochen und haben nicht immer einen gradlinigen Verlauf. Auf der viel stärker gewölbten Innenseite stehen die Runzeln viel dichter bei einander und sind viel feiner als auf der flacheren Außenseite. Die Praemaxillarzähne und die diesen entsprechenden vier Zähne des Unterkiefers unterscheiden sich von den übrigen Zähnen durch ihre bedeutendere Länge und ihre ein wenig mehr gebogene Form.

Einige wenige Maße mögen hier der Beschreibung eingefügt werden. Die Länge des Tieres (Fig. 1) bis zu den letzten erhaltenen Schwanzwirbeln mißt 2,55 m, wovon auf den langgestreckten Schädel 0,65 m, auf den Hals 0,22 m, auf den Rumpf, die Sakralwirbel mit eingeschlossen, 0,80 m und auf den Schwanz 0,88 m entfallen. Wenn die Bildung des Schwanzes bei *Metriorhynchus* genau so war wie bei *Geosaurus*, so läßt sich die Länge des vollständigen Skelets bei diesem Exemplare auf 3,20 m berechnen. Die Breite des Schädels, gemessen zwischen den beiden äußersten Punkten der Quadrata, beträgt 0,19 m, woraus sich das Verhältnis der Breite des Schädels zu seiner Länge wie 1 : 3,5 ergibt. Die Länge der Unterkiefer läßt sich auf etwa 0,68 m berechnen, und die Länge ihrer medianen Symphyse auf 0,29 m.

Mustert man nun die schon bekannten fünf Arten von *Metriorhynchus* auf ihre nähere Verwandtschaft mit *M. Jaekeli* hin, so zeigt sich, daß nur eine Art in Frage kommen kann, und das ist *M. brachyrhynchus.* Diese Art zeigt in der Ausbildung des Frontale und der Praefrontalia nämlich eine solche Ähnlichkeit mit der neuen Species, daß es schwer sein dürfte, beide Arten auseinander zu halten, wenn ein Fragment vorliegt, das nur Frontale und Praefrontalia erkennen läßt. Der ganze Schädel von *M. brachyrhynchus* ist natürlich auf den ersten Blick von dem des *M. Jaekeli* zu unterscheiden, weil bei ersterem die Nasalia bis zur Praemaxille reichen und das Verhältnis der Länge der Nasalia zur Gesamtlänge des Schädels 1 : 2,3 ist, während dasselbe Verhältnis bei *M. Jaekeli* 1 : 2,5 ist. Beide Arten bilden also zweifellos eine natürliche Gruppe, trotzdem der verschiedene Grad der Schlankheit der Schnauzen eine solche Vereinigung ungerechtfertigt erscheinen lassen könnte.

Bei beiden Arten ist auch das Verhältnis der Breite des Schädels zu seiner Länge verschieden, denn dieses ist bei *M. brachyrhynchus* 1 : 3, bei *M. Jaekeli* dagegen 1 : 3,5, woraus sich entnehmen läßt, da letzterer offenbar als der höher spezialisierte zu betrachten ist, daß in dieser Gruppe des Genus *Metriorhynchus* die Höhe der Spezialisierung sich nicht nur darin ausspricht, daß dieses Verhältnis möglichst klein ist, sondern vor allem darin, daß das Verhältnis der Länge der Nasalia zur Gesamtlänge des Schädels möglichst klein ist. Mit anderen Worten wird wahrscheinlich im ganzen Genus *Metriorhynchus* mit zunehmender Spezialisierung der Schädel an seiner Basis schmäler, die Nasalia kürzer und demgemäß die Schnauze länger und schmäler. Es schwebt also der Gattung als Ideal gleichsam die Schädelbildung von *Geosaurus* vor, die zu erreichen das Ziel



der Umbildung der Arten bei *Metriorhynchus* ist.

Weiter geht aus der Anerkennung der Verwandtschaft zwischen *M. Jaekeli* und *M. brachyrhynchus* deutlich hervor, daß es unzulässig ist, die Arten, wie das bisher immer geschehen ist, nach der Schlankheit des Schädels und der Zahl der Oberkieferzähne, die von ersterer unmittelbar abhängt, zu gruppieren. Denn da bei allen schwimmenden Formen sich deutlich die Tendenz ausspricht, die Schnauze zuzuschärfen, so ist es klar, daß bei einer Umbildung der Formen sich die Maxillen, Praemaxillen und Nasalien zuerst ändern werden, während das Frontale und die angrenzenden Knochen, deren Umgestaltung durch den Konkurrenzkampf nicht in demselben Maße hervorgerufen wird, sich länger konservativ erhalten können und werden. Zur Ermittlung der Verwandtschaft der *Metriorhynchus*-Arten geben demnach Frontalia und Praefrontalia die besten Anhaltspunkte ab.

Auf diese Weise lassen sich die bis jetzt bekannten 6 Arten bequem in 3 Gruppen einordnen. 1. Gruppe des *Metriorhynchus brachyrhynchus*, ausgezeichnet durch die oben geschilderte Form des Frontale und Praefrontale und einen breiten Ausschnitt der Orbita hinter dem Praefrontale. Diese Charaktere besitzen der breitschnauzige *M. brachyrhynchus* und der sehr schlankschnauzige *M. Jaekeli*. 2. Gruppe des *Metriorhynchus superciliosus*, kenntlich an dem im vorderen Teile spitzwinklig weit nach vorn vorgezogen Frontale, dessen vordere Grenze jederseits von zwei nach außen offenen, flachen Bogen, die sich an der Stelle treffen, wo Frontale, Praefrontale und Nasale zusammenstoßen, gebildet wird. Praefrontalia langgestreckt, Ausschnitt der Orbita hinter dem Praefrontale breit, fast viereckig. Zu dieser Gruppe gehören *M. superciliosus* mit hinten zu Längswülsten angeschwollenen Nasalien und *M. Blainvillei* mit flachen Nasalien; beide sind sich in der Bildung der sehr schlanken Schnauze sehr ähnlich. 3. Gruppe des *Metriorhynchus Moreli*, charakterisiert durch ein im vorderen Teile ziemlich kurzes Frontale, das vorn von den Schenkeln eines rechten Winkels, die an der Spitze des Frontale ohne deutlichen Knick in die eines spitzen Winkels übergehen, begrenzt wird. Hierher gehören *M. Moreli*, sehr groß mit sehr schlanker Schnauze und mehr als 25 Zähnen im Oberkiefer, und *M. hastifer*, der schon zur Gruppe des *M. superciliosus* hinneigt, aber weniger als 25 Oberkieferzähne besitzt. Der sehr schlanke *Moreli* läßt sich nicht ohne weiteres von dem plumperen *hastifer* ableiten, und möglicherweise ist die Vereinigung beider nur eine künstliche.

Am wichtigsten sind jedoch die Aufschlüsse, die uns dieser Fund über das Rumpfskelet von *Metriorhynchus* gewährt. Allerdings ist auch bei diesem Exemplare die Wirbelsäule nicht ganz

7*



Fig. 1. *Metriorhynchus Jaekeli* n. sp.
Gesamtansicht des Skelets.
Etwa $^{1}/_{17}$ der natürl. Größe.
Der rechte Metatarsus ist am Skelet fälschlich als linke Tibia abgebildet worden.

vollständig, und man müßte deshalb auch den nachfolgenden Angaben von vornherein mit Mißtrauen begegnen, wenn die sehr weitgehende Übereinstimmung dieses *Metriorhynchus*-Skelets mit dem sicher bekannten von *Geosaurus* nicht die Richtigkeit der im folgenden gegebenen Gliederung der Wirbelsäule sehr wahrscheinlich machte.

Während alle anderen Krokodilier 24 praesakrale Wirbel haben, weist das Rumpfskelet von *Geosaurus* 25 Praesakralwirbel auf, und es kommt nun darauf an festzustellen, ob an der Wirbelsäule von *Metriorhynchus Jaekeli*, von der nur 22 praesakrale Wirbel erhalten sind, 2 oder 3 Wirbel fehlen. Außer diesen Wirbeln sind aber auf jeder Seite 16 zweiköpfige Brustrippen erhalten, von denen die der rechten Seite nicht durchweg einwandsfrei sind. Die Rippen der linken Seite aber lassen einen Argwohn über ihre Echtheit nicht aufkommen, da fast alle Rippen vollständig erhalten sind und, wo dies nicht der Fall ist, doch nur so kleine und unwesentliche Stückchen fehlen, daß der Verdacht der Unterschiebung von Rippen nicht aufkommen kann. Da nun bei allen Krokodiliern und auch bei *Geosaurus* die letzte Rippe einköpfig ist, so

wird man gezwungen, auch bei *Metriorhynchus* eine einköpfige 17. Rippe anzunehmen. Im Gegensatz zu allen anderen Krokodiliern sind bei *Geosaurus* nur 2 Lendenwirbel beobachtet worden, sodaß man auch bei *Metriorhynchus*, zunächst nur provisorisch, annehmen kann, daß er 2 Lendenwirbel gehabt hat. Wenn man aber diese Annahme macht, dann würde bei *Metriorhynchus*, von hinten gezählt, der dritte praesakrale Wirbel der letzte rippentragende sein und der neunzehnte Praesakralwirbel der erste Brustwirbel, da wir ja 17 Rippen gezählt hatten. Hätte nun *Metriorhynchus* nur 24 praesakrale Wirbel, so würden für den Hals nur 5 Wirbel übrig bleiben; das wäre jedoch zu unwahrscheinlich, da *Geosaurus*, die höher spezialisierte Form, noch 6 Halswirbel hat, E. FRAAS rechnet sogar 7. Man kann also nicht gut anders, als für *Metriorhynchus* 25 praesakrale Wirbel und 6 Halswirbel anzunehmen. Der siebente Halswirbel von *Geosaurus* trägt nach E. FRAAS aber bereits eine so lange Rippe, daß man im Zweifel sein kann, ob er nicht schon den Brustwirbeln zuzurechnen sei. Auch bei diesem *Metriorhynchus* trägt der siebente Wirbel eine für die Halsregion zu lange Rippe, die aber mit dem Sternum sicher noch nicht in Verbindung getreten ist, was übrigens die erste Brustrippe der lebenden Krokodile, die neunte von vorn, auch nicht tut; es könnte demnach auch bei dem siebenten Wirbel von *Metriorhynchus* Zweifel entstehen, ob er der Hals- oder Brustregion zuzurechnen ist. Aus allem scheint sich mir als ziemlich sicher zu ergeben, daß *Metriorhynchus* 6 Halswirbel, 17 Brustwirbel und 2 Lendenwirbel gehabt hat.

Die beiden ersten Halswirbel haben zu einer interessanten Beobachtung JAEKELs Gelegenheit gegeben, die in den vorliegenden Monatsbericht mitgeteilt wird. An dem Seitenstück des Atlas läßt sich der von HULKE [1]) als Diapophyse des Atlas gedeutete Tuberkel wahrnehmen, doch entspricht er wohl sicher nicht der Diapophyse der folgenden Wirbel, da ja die Rippe des Atlas einköpfig ist und am Basalstück des Atlas gelenkt. Die übrigen Halswirbel sind nicht wesentlich von denen des *Geosaurus* verschieden und bei HULKE ebenso wie auch die Wirbel der übrigen Körperabschnitte auf Taf. XVIII gut wiedergegeben. Die Halsrippen sind sehr kräftig und bis auf die des Epistropheus erhalten. Ein Kiel der Unterseite ist bei den Halswirbeln ebenso wenig zu beobachten wie an den Wirbeln der Brustregion. Die vordersten Halswirbel sind länger als hoch, die hinteren höher als lang, wodurch der Hals, der schon durch die Reduktion der Wirbel erheblich gekürzt ist, noch kürzer wird. Den 6. Halswirbel

---

[1]) a. a. O. S. 419, t. XVIII, f. 1.

nehme ich als fehlend an. Die von den Halswirbeln und den ersten Brustwirbeln allein erhaltenen Dornfortsätze sind stark entwickelt und stellen eine breite, fast quadratische Knochenplatte dar.

Die Brustwirbel sind denen von *Dacosaurus* sehr ähnlich und gleichen ihnen auch darin, daß an den ersten Wirbeln die Parapophyse noch nicht auf den Querfortsatz gerückt ist im Gegensatze zu *Geosaurus*, wo das bereits am achten Wirbel geschehen ist. Am neunten Wirbel ist bei *Metriorhynchus* erst die Parapophyse auf den Körper der oberen Bögen gerückt, und der fehlende zehnte Wirbel ist vermutlich der erste, an dem sich beide Gelenkflächen der Rippen auf dem Querfortsatz befinden. Vom elften (oder zehnten) Wirbel an verbreitern sich die Querfortsätze, die hintersten werden dann wieder schmäler. Die vordersten und hintersten Brustwirbel sind kürzer als hoch, die mittelsten dagegen länger als hoch. Die Brustrippen, an denen keine Spur des Processus uncinatus sichtbar ist, schließen sich eng an die der verwandten Gattungen an, ihr Tuberculum ist von dem Capitulum weit entfernt und tritt nur wenig hervor; nur an der ersten Rippe ist eine deutliche und an der zweiten eine schwache Gabelung erkennbar. Vom Sternum und den Bauchrippen ist nichts erhalten.

Die beiden kräftigen Sakralrippen sind bei *Metriorhynchus* ebenso wie bei den anderen Metriorhynchiden stark nach abwärts gekrümmt, wodurch das Becken ganz auf die Ventralseite rückt, aber an ihrem distalen Ende sind die Sakralrippen nicht miteinander verwachsen, wie das bei *Geosaurus* bereits geschehen ist. Der vertikale Durchmesser der Sakralrippen ist größer als ihr horizontaler.

An den 21 erhaltenen Schwanzwirbeln sind leider nirgends mehr die Dornfortsätze vorhanden, die bei *Geosaurus* vom vierten Schwanzwirbel an so merkwürdig gespalten sind. Der an einem der vorderen Schwanzwirbel erhaltene Querfortsatz ist kräftig entwickelt, genau wie bei den anderen Krokodiliern. Das Vorhandensein einer Schwanzflosse läßt sich an diesem Exemplare nicht feststellen, da sie bei *Geosaurus* z. B. erst mit dem achtundzwanzigsten Schwanzwirbel beginnt, doch ist sie von v. Huene[1]) an dem Tübinger Exemplare von *Metriorhynchus* beobachtet worden. Die beiden erhaltenen unteren Bögen gehören in den vorderen Teil des Schwanzes und zeigen demzufolge noch keine Verbreiterung wie die des Schwanzendes von *Geosaurus*.

Es bleibt nun noch übrig, Schulter- und Beckengürtel und

---

[1]) Referat über E. Fraas, die Meer-Krodilier, N. Jahrb. f. Min. 1903. I.

die sehr spärlichen Reste der Extremitäten zu besprechen. Der Schultergürtel (Taf. XII, Fig. 1) besteht wie bei allen Krokodiliern aus Scapula und Coracoid, von denen erstere bisher noch nicht beschrieben worden ist, denn daß der von Hulke als *Metriorhynchus*-Scapula beschriebene Knochen gar keine Scapula ist, hat schon E. Fraas [1]) berichtigt. Die Scapula ist ein langer, dünner, flacher, an seinen beiden Enden nur wenig verbreiteter Knochen, der an seinem unteren, hinteren Ende eine gut entwickelte Gelenkfläche für das Oberarmgelenk besitzt. Sowohl in seiner ganzen Form als auch in der Bildung der Gelenkfläche läßt er noch Anklänge an die gewöhnliche Krokodilierscapula erkennen. Sehr interessant ist es nun die Umbildung der Scapula in dieser merkwürdigen Tierreihe zu verfolgen, wozu die nachfolgende Textfigur dienen soll. Als Ausgangspunkt für die *Metriorhynchus*-Reihe hat man landbewohnende, bisher unbekannt gebliebene Landkrokodilier anzunehmen, wie das E. Fraas angeführt hat. Hypothetisch wie die Stammformen dieser Reihe ist nun im folgenden auch die Annahme, daß die Scapula und der Humerus der Landkrokodile des älteren Mesozoicums so gebildet war wie die der jüngeren Krokodile; aber es pflegt ja die gleiche Lebensweise denselben Skeletbau zur Voraussetzung zu haben oder selbst hervorzurufen, sodaß es wohl zulässig ist, die Scapula eines Alligatoriden an Stelle derjenigen der unbekannten Ahnen zum Vergleiche heranzuziehen. An der Scapula des Alligatoriden fallen besonders

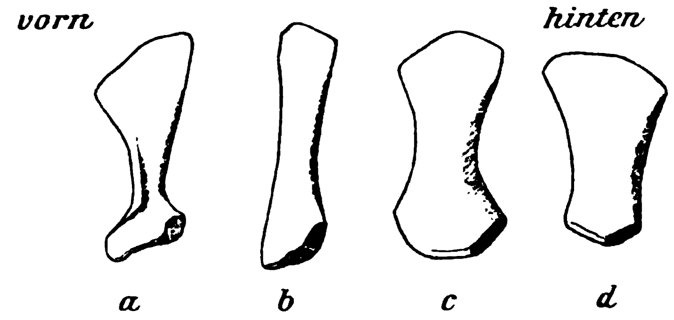


Fig. 2. Linke Scapula.
a von *Diplocynodon*, b von *Metriorhynchus*, c von *Dacosaurus*, d von *Geosaurus*.

die starke Flächenausbreitung am oberen Ende, die kräftige Einschnürung, die hohe Spannleiste an der vorderen Kante und die Breite und Dicke im unteren Teile auf. Vergleichen wir nun mit ihr die Scapula von *Metriorhynchus*, so ist vor allem

[1]) a. a. O. S. 31.

bemerkenswert, daß die Enden wenig verbreitert sind, wodurch die Einschnürung undeutlich wird, daß die Spannleiste verschwunden ist und der ganze Knochen sehr schlank, sehr dünn und nur wenig verkürzt ist. Dagegen tritt uns die Scapula von *Dacosaurus* als ein sehr kurzer, breiter Knochen entgegen, der noch deutlich die Einschnürung zeigt, aber von einer Spannleiste ebenfalls nichts mehr erkennen läßt. *Geosaurus* endlich hat eine noch kürzere, breitere Scapula mit einer vorn oben stärker entwickelten Verbreiterung; nach unten nimmt die Breite allmählich ab, ohne eine deutliche Einschnürung zu bilden.

Es macht nun den Eindruck, als ob hier eine Umbildungsreihe vorliegt, die von der Scapula der Stammform über die des *Metriorhynchus* zu *Dacosaurus* und *Geosaurus* führt. Dem ist aber wohl nicht so, da bei *Dacosaurus* und *Geosaurus* die Verkürzung der Scapula und infolgedessen die scheinbare Verbreiterung am auffälligsten ist, während die Scapula von *Metriorhynchus* eher verlängert worden zu sein scheint. Damit würde auch im Einklang stehen, daß die Scapula von *Metriorhynchus* ebenso lang ist wie das Coracoid, während ihre Länge bei *Dacosaurus* nur $^2/_3$ von der des Coracoid beträgt. Wahrscheinlich treten uns hier zwei ganz verschiedene Prinzipien in der Rückbildung der Scapula entgegen: bei *Metriorhynchus* Verschmälerung, bei *Dacosaurus* und *Geosaurus* dagegen Verkürzung. Oder aber durch den Rückbildungsprozeß ist zunächst eine Verschmälerung (bei dem älteren *Metriorhynchus*) und darauf eine Verkürzung der Scapula eingetreten (*Dacosaurus* und *Geosaurus*).

Das Coracoid von *Metriorhynchus* nimmt eine vermittelnde Stellung ein zwischen dem der beiden anderen Gattungen, sodaß in einer Gruppierung der Gattungen nach dem Grade der Verbreiterung ihrer Coracoide eine Umstellung in der obigen Reihenfolge eintreten müßte: *Dacosaurus* mit dem schlanksten Coracoid voran, dann *Metriorhynchus* und endlich *Geosaurus*. Das charakteristische Loch des Krokodiliercoracoids liegt bei *Metriorhynchus* weiter vorn als bei den anderen Gattungen, trotzdem bei *Dacosaurus* das Loch ebenfalls der Mitte nahe liegt, jedoch nur, weil das Coracoid vor dem Loch nicht so stark verbreitet ist.

Der Humerus bietet wiederum eine Gelegenheit zu interessanten Vergleichen, die sogar den Verkürzungsprozeß des Humerus deutlich verfolgen lassen.[1]) Der Humerus der Alligatoriden ist lang, dünn, nur an den Enden stark verdickt und mit sehr kräftiger Crista radialis versehen, die Humeri der übrigen sind

---

[1]) Daß von E. Fraas der Humerus von *Dacosaurus* falsch orientiert worden ist, hat bereits v. Huene (a. a. O.) dargetan.

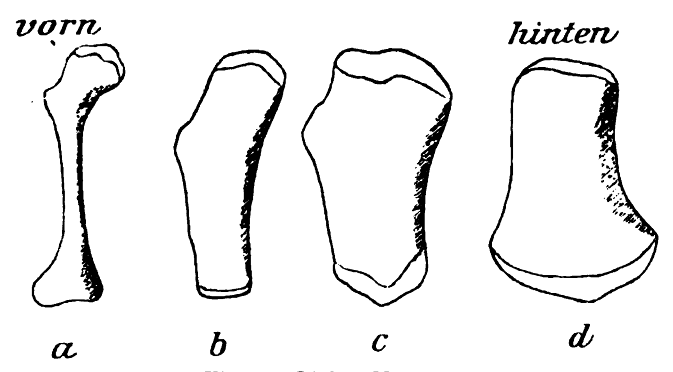


Fig. 3. Linker Humerus.
a von *Diplocynodon*, b von *Metriorhynchus*, c von *Dacosaurus*, d von *Geosaurus*.

kurz, breit mit schwacher oder ohne Crista radialis. Wie man ja, von vornherein annehmen konnte, begann die Verkürzung des Humerus vom distalen Ende aus. Das läßt sich deutlich daran erkennen daß die Entfernung der Crista von dem Schultergürtelgelenkkopf bei dem Alligatoriden nur $^1/_5$ der ganzen Länge beträgt, bei *Metriorhynchus* dagegen $^2/_5$; es ist also bei *Metriorhynchus* der proximale Teil des Humerus sozusagen in der Länge unverändert geblieben und nur der distale Teil allerdings sehr stark verkürzt worden, wodurch die Crista sich von dem proximalen Ende scheinbar entfernt hat. Bei *Dacosaurus* ist dieser Abstand der Crista von dem Gelenkkopf wieder kleiner geworden, nämlich $^1/_3$ der Gesamtlänge des Humerus, d. h. es beginnt hier auch das proximale Ende des Humerus sich zu verkürzen. Bei *Geosaurus* ist von der Crista überhaupt nichts mehr zu sehen, und die Verkürzung ist noch weiter fortgeschritten, wobei sich gleichzeitig das distale Ende so ungewöhnlich verbreitert hat zum Ansatz der sehr breit gewordenen Flosse. Daß dieser Verkürzungsprozeß des Humerus den der ganzen Vorderextremität wiederspiegelt, darf man wohl annehmen. Auch die Verwischung der Biegung des Oberarms ist in dieser Reihe deutlich erkennbar.

Da von *Dacosaurus* und *Metriorhynchus*, — an diesem Exemplar ist außer dem Humerus leider nichts erhalten —, nur sehr wenig über den Bau der Flosse bekannt geworden ist, kann man nur aus der Übereinstimmung dieser wenigen Knochen mit denen der allein vollständig bekannten Flosse von *Geosaurus* schließen, daß beide Genera eine anologe Bildung der vorderen Extremität aufwiesen; und dieser Schluß wird kaum trügen. Nur der Grad der Spezialisierung wird bei *Dacosaurus* und nament-

lich bei *Metriorhynchus* nicht so hoch gewesen sein. Es ist ganz undenkbar, daß an dem immerhin noch ziemlich schmächtigen Humerus von *Metriorhynchus* eine so plumpe Flosse wie bei *Geosaurus* gesessen hat. Ja, wenn man nicht annehmen will, daß die Flosse von *Metriorhynchus* lang und schmal statt kurz und breit wie bei *Geosaurus* war, so ist nur noch zweierlei möglich, daß sie sehr klein oder noch sehr wenig spezialisirt gewesen ist.

Das Becken (Taf. XII, Fig. 2), das schon HULKE genau beschrieben und abgebildet hat, bildete auf der Ventralseite eine ziemlich horizontale Knochenfläche und schließt sich eng an das der beiden anderen Gattungen an. Das Ileum ist ein vierseitiger Knochen, der zur Bildung des Oberschenkelgelenkes nur sehr wenig vertieft ist und eine sehr rauhe Oberfläche zeigt, besonders auch an der Stelle des Acetabulum, zur Befestigung des sehr reichlichen Gelenkknorpels. An seiner Innenseite sind oben mehrere Wülste bemerkbar, an die sich die langen Sakralrippen anhefteten. In seiner hinteren, unteren Ecke trägt es auf der Außenseite einen starken Vorsprung, etwa von der Gestalt einer dreiseitigen Pyramide. Der vorn überspringende Oberrand ist ziemlich eben und fällt schräg nach außen ein. Das Ischium, das sicher nicht nennenswert an der Bildung des Acetabulum beteiligt war, endigt hinten nicht so breit, hat aber sonst ebenso wie das Pubis sehr ähnliche Gestalt wie die gleichen Knochen der beiden anderen Gattungen.

Das Femur (Taf. XII, Fig 3) ist ebenfalls ein schwach S-förmig gebogener Knochen, an dem der Trochanter minor noch angedeutet ist. Leider ist von *M. Jaekeli* nur noch ein Fußknochen erhalten, der wahrscheinlich als Metatarsus I des rechten Fußes anzusprechen ist, doch ist namentlich das Femur dem von *Geosaurus* so ähnlich, daß an einer ganz analogen Umbildung der Hinterextremität zu einem langen Schwimmfuß kaum zu zweifeln ist.

Dieses Exemplar hat uns mit ziemlicher Gewißheit die Übereinstimmung von *Metriorhynchus* und *Geosaurus* in der Gliederung der Wirbelsäule und im Bau der Hinterextremität erkennen lassen. In der Ausbildung des Schultergürtels und des Vorderfußes haben sich aber einige, wenn auch geringfügige Abweichungen bemerkbar gemacht, doch hat dieser Fund es leider noch nicht entscheiden lassen, ob diese Verschiedenheit bei *Metriorhynchus* einen geringeren Grad der Spezialisierung oder eine etwas andere Entwicklungsrichtung anzeigt.

---

[1]) a. a. O. t. XIX.



Herr **OTTO JAEKEL** sprach über **die Bildung der ersten Halswirbel und die Wirbelbildung im allgemeinen.** (Mit 7 Textfig.)

Man ist jetzt darüber wohl einer Ansicht, daß die Wirbelbildung der paläozoischen Stegocephalen den Schlüssel zu dem Verständnis des Wirbelbaues überhaupt bilde. So sind bereits mehrere Versuche zu verzeichnen, sowohl den Typus der höheren Wirbelbildung, als einzelne Modifikationen desselben, wie namentlich die Ausbildung der ersten Halswirbel auf den „temnospondylen" Stegocephalentypus zurückzuführen. Leider waren hierbei die Grundlagen, auf denen diese Vergleiche fußen, nämlich der temnospondyle Wirbelbau, nicht genügend klargestellt.

F. OSBORN[1]), der sich zuletzt mit diesen Fragen beschäftigt hat, stützt sich dabei bezüglich des rachitomen Wirbelbaues auf A. FRITSCH' und H. CREDNERS diesbezüglichen Darstellungen; meine genauere Beschreibung dieser Verhältnisse bei *Archegosaurus* ist ihm offenbar entgangen. Wenn ich auch zur Zeit nicht in der Lage bin, eine umfassende Darstellung des sehr umfangreichen sachlichen und literarischen Materials zu geben, so gibt mir doch die Besprechung der ersten Halswirbel von *Metriorhynchus* willkommenen Anlaß, auf diese viel ventilierte Frage etwas näher einzugehen.

Zunächst sei zur Charakteristik der ersten Wirbel von *Metriorhynchus* folgendes bemerkt. Der Atlas besteht aus den beiden oberen Bögen (Neuralia), die dorsal anscheinend nicht verwachsen waren, und, soviel sich nach ihren hier erhaltenen Resten vermuten läßt, eine ovale Ausbreitung über dem Neuralrohr und dahinter einen kurzen stielförmigen Fortsatz besaßen, der als Postzygapophyse die Verbindung mit den oberen Bögen des Epistropheus herstellte. Unten ruhen diese Neuralia mit schmaler Fläche auf dem hufeisenförmigen Halbring des eigentlichen Atlas auf. In den so geschlossenen Ring der Neuralia und des letztgenannten Stückes, der den Condylus occipitalis umringt, ragt von hinten der Processus odontoides hinein, der bekanntlich bei allen höheren Tetrapodenformen mit dem Epistropheus verschmolzen ist und deshalb auch Dens Epistrophei genannt wird. Dieser ist, von vorn gesehen (Fig. 1a), in dem besprochenen Ringe des Atlas sichtbar, den er hier fest ausfüllt, während er bei den höheren Formen nur als dünner Zapfen

[1]) Intercentra and Hypapophyses in the cervical region of mosasaurs, lizards and *Sphenodon*. Am. Nat. **34**, No. 397. Boston 1900. Aus der sonstigen Literatur möchte ich besonders hervorheben HANS GADOW, Evolution of the vertebral Column of Amphibia and Amniota. Roy. Soc. London 1896.

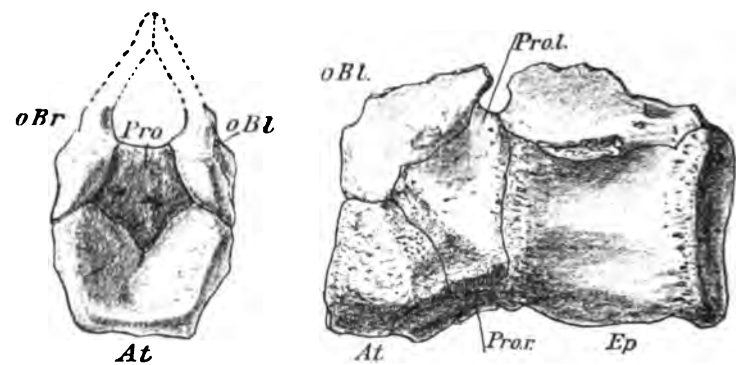


Fig. 1. Die ersten Halswirbel von *Metriorhynchus Jaekeli* E. SCHMIDT. a von vorn, b von der linken Seite gesehen, links der Atlas, rechts der Epistropheus. oBr und oBl rechte und linke Hälfte der oberen Bögen (Neuralia). At Atlaskörper. Pro Processus odontoides, r und l rechte und linke Hälfte. Ep Epistropheus. Die oberen Bögen sind verletzt. $^4/_5$ natürlicher Größe.

lose in den Atlasring hineinragt. Von der Seite gesehen (Fig. 1b), wird der Dens Epistrophei (Prol) hinter dem besprochenen Atlasring als trapezoidales Stück sichtbar und zeigt sich hier durch eine Nahtgrenze deutlich von dem Epistropheus getrennt. Die Fig. 1b, die diese Wirbel in natürlicher Lage und Form zeigt, läßt infolge einer kleinen Verbiegung der Wirbelkörper in der Seitenansicht die Unterfläche des Zahnfortsatzes zum Vorschein kommen und läßt hier deutlich erkennen, daß eine basale Fläche diesen Dens Epistrophei unten in zwei Zipfel zerlegt. Im Gegensatz zu dem Atlas, dessen Hufeisen unten geschlossen ist, liegt also das ossifikatorische Zentrum des Dens Epistrophei an seiner dorsalen Seite. Der Epistropheus selbst erscheint nach Abzug dieses Zahnfortsatzes ganz als normaler Wirbelkörper.

HULKE[1]), der bereits vor längerer Zeit eine Beschreibung dieser Wirbel von *Metriorhynchus* gegeben hat, gibt insofern eine andere Darstellung, als er an der ventralen Seite des Dens Epistrophei zwei kleine Stücke angibt. Ich habe trotz sorgsamster Präparation nichts von diesen Stücken gefunden und möchte deshalb mit der Möglichkeit rechnen, daß die bisher nicht beobachtete ventrale Teilung des Dens Epistrophei an dieser Stelle die Annahme zweier basaler Elemente veranlaßt haben könnte. Anderenfalls wäre damit eine Abweichung innerhalb der Species gegeben, die immerhin befremdlich wäre.

---

[1]) Contribution to the skeletal Anatomy of the Mesosuchia etc. Proc. Zool. Soc. London 1888 S. 417, t. XVIII, f. 1.

Genau den gleichen Bau, wie ich ihn hier von *Metriorhynchus* geschildert habe, zeigen auch diese Wirbel bei *Enaliosuchus macrospondylus* Koken, die dieser Autor genau beschrieben hat.[1]) Leider gibt seine Abbildung dieser Teile kein klares plastisches Bild, und gerade die vielumstrittenen Ansatzflächen der ersten Halsrippen sind unter diesen selbst nicht sichtbar. Ich habe daher eine neue Abbildung dieser Wirbel gezeichnet und dabei die Rippen selbst fortgelassen, sodaß ihre Ansatzflächen klar zu sehen sind. Die erste Rippe saß nun, wie Koken direkt nachweisen konnte, auf der seitlichen Grenze zwischen dem Atlaskörper und dem Dens Epistrophei und legte sich flach über den Vorderrand des Epistropheus, der an dieser Bedeckungsstelle eine stumpfe Kallosität (y) aufweist. Dieselbe kann leicht mit einem Rippenansatz verwechselt werden und dürfte eine solche Annahme auch darum unterstützt haben, weil bei den lebenden Krokodilen die zweite Rippe an dieser Stelle ansitzt. Hier aber bei *Enaliosuchus* liegt dieser Punkt unter der ersten flach anliegenden Rippe und ist im Gegensatz zu deren Ansatzfläche glatt vorgewölbt. Koken hat überdies die zweite Rippe beobachtet als kleines zipfelförmiges Stück, das einköpfig an der ovalen Diapophyse des Epistropheus angesessen haben dürfte. Durch neue Präparation des Kokenschen Originales, das sich ebenfalls im Berliner paläontologischen Museum befindet, konnte ich übrigens dieselbe basale Einfurchung bezw. Zweiteilung des Dens Epistrophei klarstellen, wie ich sie vorher bei *Metriorhynchus* beschrieben habe.

Kehren wir nach Betrachtung dieser Vergleichsobjekte aus demselben Formenkreis der Krokodile zu *Metriorhynchus* zurück, so scheint mir auch da derselbe Rippenansatz Platz gegriffen zu haben. Der Ansatz für die erste Rippe liegt wenigstens genau so wie bei *Enaliosuchus*, nämlich an der Grenze des Atlas und Dens Epistrophei. Die Diapophyse des Epistropheus ist leider abgebrochen, sodaß sich von der zweiten Halsrippe nicht einmal der Ansatz klarstellen läßt. Jedenfalls deuten die Reste einer vorragenden Diapophyse auf einen Rippenansatz, und diese Rippe hätte dann sehr weit divergierende Kopfenden gehabt haben müssen, wenn das Capitulum dieser Rippe an der Basis des Dens Epistrophei angesessen hätte. Da nun die dort vorhandene Kallosität bei *Metriorhynchus Jaekeli*, wie wir sahen, nicht als Rippenansatz zu erklären ist, möchte ich glauben, daß auch bei *Metriorhynchus* die zweite Rippe klein war und einköpfig an der Diapophyse des Epistropheus angebracht war. Auf

---

[1]) Diese Zeitschr. 1883, **35**, S. 802, t. XXIV, f. 5.

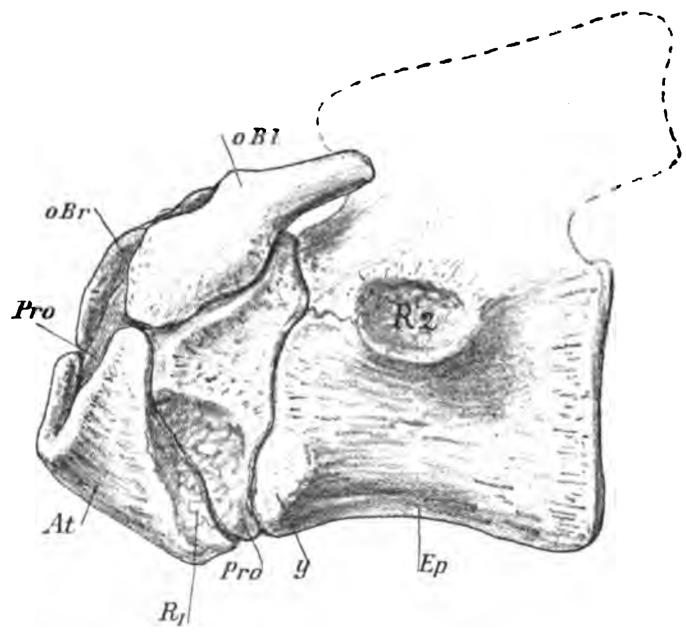


Fig. 2. Die beiden ersten Halswirbel von *Enaliosuchus macrospondylus* KOKEN aus dem Neocom von OSTERWALD, Hannover.
oBr und oBl rechte und linke Hälfte der oberen Bögen, At Atlaskörper, Pro Processus odontoides, Ep Epistropheus, R1 Ansatzfläche der ersten, R2 der zweiten Rippe, y Callosität hinter dem Ansatz der ersten Rippe.

die sonstigen Angaben über die ersten Halswirbel fossiler und lebender Krokodilier einzugehen, würde mich an dieser Stelle zu weit führen und ohne Nachprüfung der Stücke doch wenig nützen. Immerhin scheint mir die Ausbildung der ersten *Metriorhynchus*-Wirbel so wichtig, daß ich einige Hinweise auf die allgemeine Bedeutung dieser Frage nicht unterlassen möchte.

Die grundlegende Vorfrage für alle an die Wirbelbildung geknüpften Erörterungen ist die Frage: „Aus welchen Teilen besteht der temnospondyle Wirbel?"

Während die diesbezüglichen Angaben früher scheinbar unvereinbar variierten, weil ihnen nur vereinzelte Beobachtungen an verschiedenen Körperregionen zu Grunde lagen, zeigte sich bei vollständig präparierten Skeleten[1]) erwachsener Temnospondylen, daß in den verschiedenen Regionen die Ausbildung der Wirbel-

[1]) O. JAEKEL: Über die Organisation von *Archegosaurus*. Diese Zeitschr. 1896, S. 512.

teile sehr verschieden war, und alle bisher beschriebenen Formen des rachitomen Typus an einem einzigen Skelet hintereinander vorkamen.

Das Wesentlichste war dabei folgendes.

In der Rumpfregion, wo den einzelnen Wirbeln als Trägern der Rippen die typische und stärkste Funktion zukam, bestanden dieselben aus

1. den oberen paarig angelegten, aber meist zu einem Stück verschmolzenen Bögen (Neuralia, Neurapophysen);
2. dem vorngelegenen medianen ventralen Hypocentrum;
3. den hinteren, paarigen, lateralen Pleurocentren.

Auf je dreien dieser Elemente articulierten die Rippen, für deren knorpligen Ansatz je eine Fläche auf den genannten Stücken vorhanden war. Die letzteren bildeten damit jederseits ein dreistrahliges Becken, ähnlich wie sich ein solches im Schulter- und Beckengerüst als Stütze der Füße ausbildet. (Fig. 3, 4.)

Diese Teile modifizieren sich in der Schwanzregion unter ständiger Abnahme ihrer Verknöcherung in der Weise, daß

1. die Pleurocentren sich zunächst schlank nach unten verlängern und schließlich ventral hinter dem Hypocentrum zusammenstoßen. Weiter rückwärts im Schwanz zerfallen sie jederseits in einen dorsalen und einen ventralen Ossifikationsrest;
2. das Hypocentrum, soweit es in der hinteren Schwanzregion als Ansatzstelle der Haemapophysen benutzt wird, einen Zerfall in 2 laterale Ossifikationskerne zeigt, die den Stützpunkten der Haemapophysen entsprechen;
3. die oberen Bögen nicht mehr verschmolzen, sondern kleine blattförmige Platten bildeten.

An einer Stelle der Wirbelsäule, nämlich der vordersten Schwanzregion, lagen also zwei scheinbar gleichartige Halbwirbel an Stelle eines Centrums hintereinander. (Diplospondylie).

Bei allen diesen Modifikationen ist aber festzustellen,

1. daß das Ossifikationscentrum des Hypocentrum immer basal,
2. die beiderseitigen primären Ossifikationscentren der Pleurocentren dorsal gelegen sind.
3. Aus dem Bau der Rumpfwirbelsäule und speziell dem Rippenansatz ist mit absoluter Sicherheit zu entnehmen, daß die Hypocentren immer vorn, die Pleurocentren immer hinten gelegen sind.

Bevor wir daraus die Morphogenie der ersten Halswirbel abzuleiten suchen, müssen wir uns folgendes vor Augen halten.

Die ersten Halswirbel, denen die komplizierte Aufgabe zu-

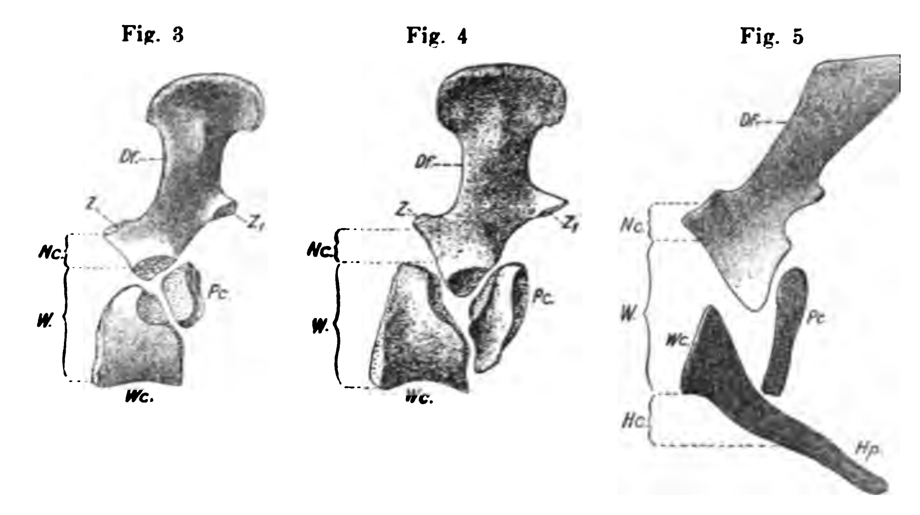


Fig. 3—5. Temnospondyle Wirbel von *Archegosaurus Decheni* aus dem Rotliegenden von Lebach. Alle in Seitenansicht von links, für jede Figur ist also links vorn, rechts hinten. Fig. 3 ein vorderer, Fig. 4 ein hinterer Rumpfwirbel, Fig. 5 ein vorderer Schwanzwirbel. Wc ist der Wirbelkörper der Sclerospondylen, von GAUDRY als Hypocentrum bezeichnet. Pc die paarigen Pleurocentren, Df Dornfortsatz, Z und Z_1 die vordere und hintere Zygapophyse. W die Höhe des Wirbels Nc des Neuralkanales.

fällt, den Kopf zu tragen und bei seinen Bewegungen zu balanzieren, kommen relativ spät zur endgiltigen Verknöcherung, sodaß sich hier der Korpel lange erhält und damit die Möglichkeit bietet, embryonale Zustände auf das erwachsene Tier zu übertragen. Diese Möglichkeit wird wie anderwärts auch hier nicht beeinträchtigt, sondern eher gefördert durch eine einseitige Spezialisierung, wie sie der vorderste Wirbel als Gelenkbildner erfährt. Vergleichen wir nun den Bau der ersten Halswirbel von *Metriorhynchus* mit dem temnospondylen Rumpfwirbel (Fig. 3 und 4), so kann man wohl nicht verkennen, daß

1) die oberen Bögen beider homolog sind,

2) der Atlaskörper der Krokodile dem Hypocentrum des temnospondylen Wirbels,

3) der Dens Epistrophei (processus odontoides des Epistropheus oder der Axis) den Pleurocentren der Temnospondylen gleichzusetzen sind. Diese letztere Homologie wird, wie gesagt, noch dadurch überzeugender, daß dieser Dens basal durch eine mediane Furche geteilt ist, also unten in zwei Zipfel ausläuft, während er oben sein Hauptverknöcherungszentrum

besitzt. Aber auch aus embryonalen Zuständen ergeben sich engere Homologien.

Bei *Sphenodon* verschmelzen das Hypocentrum und die Pleurocentren, die aus dem hinteren Teil des vorderen und aus der vorderen Hälfte des nächstfolgenden Urwirbels zusammengefaßt werden, zu dem definiten Wirbel[1]). Das ist offenbar die allgemeine Regel. Daß sie das hier am Atlas nicht tun, dürfte sich daraus erklären, daß die oberen Bögen und das Hypocentrum für sich allein ein günstiges Gelenklager für den einfachen Condylus der Reptilien bilden. Die so als unbrauchbar ausgeschalteten Pleurocentra gehen nun auf den nächstfolgenden Wirbel, den Epistropheus, über, mit dem sie in der Regel ganz fest verschmelzen, und füllen dabei als dessen „Zahnfortsatz" die Lücke in dem offen gebliebenen Ringwirbel des Atlas aus.

Diese meines Erachtens so einfache Auffassung der Halswirbel ist durch einige allgemeine und einige besondere Momente erschwert worden, die die Meinungsverschiedenheiten über diesen Punkt erklären dürften. Erstens wächst bei den jüngeren Temnospondylen der Trias das Hypocentrum so kräftig, daß es einen fast vollständigen Wirbelkörper bildet und die Pleurocentra ganz nach oben hinausgedrängt werden. Während also hier das Hypocentrum unzweifelhaft[2]) zum Wirbelkörper wird, glaubte man andererseits die basalen Zwischenstücke (wedge shaped bones, Intercentra) den Hypocentren der Stegocephalen gleichsetzen zu dürfen, weil auch diese in der Schwanzregion die Haemapophysen tragen. Das tun sie hier aber wohl nur deshalb, weil in dieser Region andere Ossifikationen zum Ansatz der Haemapophysen fehlen. (Fig. 5). Dadurch, daß man aber diese Hypocentra als Intercentra ansah, wurden die Pleurocentra der Temnospondylen zu den eigentlichen Wirbelcentren. So hat man auch in den Halswirbeln der Krokodile den Processus odontoides gewöhnlich als das Zentrum des Atlas bezeichnet. Das ist demnach unrichtig. Die Pleurocentra werden entweder nach oben herausgedrängt, wo das Hypocentrum zum Wirbel-Hauptstück wird (sclerospondyle Temnospondyli der Trias), oder die Hypocentra werden zur vorderen, die Pleurocentra zur hinteren

[1]) Ich entnehme diese Auffassung den Darstellungen der Wirbelbildung von *Sphenodon* durch V. v. EBNER: Urwirbel und Neugliederung der Wirbelsäule. Sitz.-Ber. k. k. Akad. Wiss. Wien. Math.-nat. Klasse 1888 **97**. Abt. III, S. 194 und F. SCHAUINSLAND: Weitere Beiträge zur Entwicklungsgeschichte der *Hatteria* Archiv f. mikrosk. Anatomie. **56**. S. 747.

[2]) Es liegt mir davon eine geschlossene morphologische Reihe vor, für deren Vervollständigung ich Herrn Prof. EB. FRAAS in Stuttgart zu großem Danke verpflichtet bin.

Hälfte des definitiven Wirbels, wie es bei den „holospondylen“ Tetrapoden die Regel ist. Außer den embryologischen Daten von *Sphenodon* wird das auch durch die Fig. 6 abgebildete Schwanzwirbelsäule eines noch unbekannten Reptils von Solnhofen begründet, bei dem der Schwanz offenbar rudimentär geworden war und die Wirbel mit ihren zwei Komponenten nicht mehr fest verwuchsen.

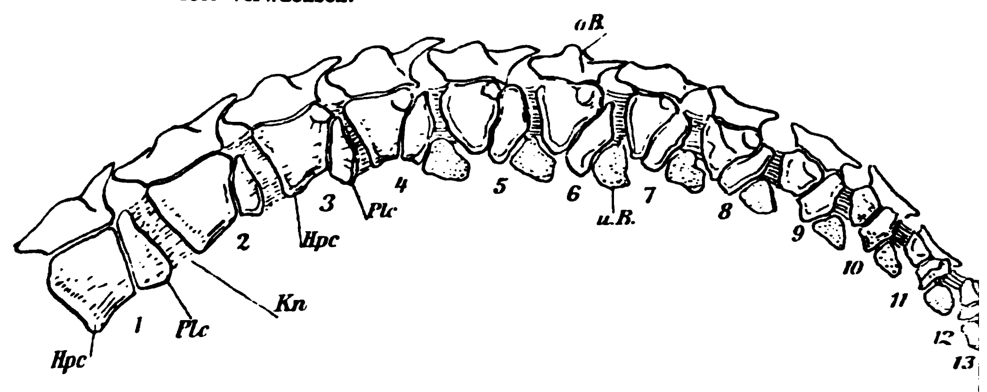


Fig. 6. Die Schwanzwirbel von *Cyrtura temnospondyla Jkl.* aus dem oberen Jura von Solnhofen. 1—14 die einzelnen Wirbel. Hpc Hypocentra, Plc Pleurocentra, oB obere, uB untere Bögen. Wenig verkleinert. Orig. Mus. Berlin.

In der Schwanzwirbelsäule dieses im übrigen unbekannten Reptils, das ich provisorisch als *Cyrtura* (Krummschwanz) *temnospondyla* n. g. n. sp. bezeichne, sind die Wirbel zerlegt. Die vorderen Hälften (Hpc) entsprechen den Hypocentren der Temnospondylen und gehen hervor aus der hinteren Hälfte eines Urwirbels. Die hinteren Hälften (Plc) entsprechen den Pleurocentren der Temnospondylen und gehen aus den vorderen Hälften der Urwirbel hervor. Die punktierten Stücke sind die rudimentären Haemapophysen. Oben sind die niedrigen oberen Bögen oder Neuralia sichtbar. Die einzelnen Wirbel, die mit Nummern versehen sind, waren durch verkalkten Knorpel verbunden. Das Stück repräsentiert wahrscheinlich den ganzen Schwanz, da die vorderen Wirbel noch der Haemapophysen entbehrten und also wohl die vordersten Schwanzwirbel darstellen. Die Verkalkung der intervertebralen Knorpelscheiben und die Niedrigkeit und Reduktion der oberen Bögen spricht dafür, daß dieser Schwanz wenig biegsam war. Er könnte vielleicht einer großen Schildkröte angehört haben, die uns aber noch unbekannt wäre.

Auch die ossifikatorische Zerlegung der Schwanzwirbel von erwachsenen Sphenodonten ist hier zu erwähnen, aber nicht be-

weisend, weil die Zerlegung hier funktionell begründet ist und deshalb sekundäre Bedeutung zu haben scheint. Bei vielen Ganoiden mit schwach funktionierender Wirbelsäule blieben diese beiden Komponenten aber dauernd getrennt und bildeten dann Schnittwirbel, wie ich solche Fig. 7 abgebildet habe.

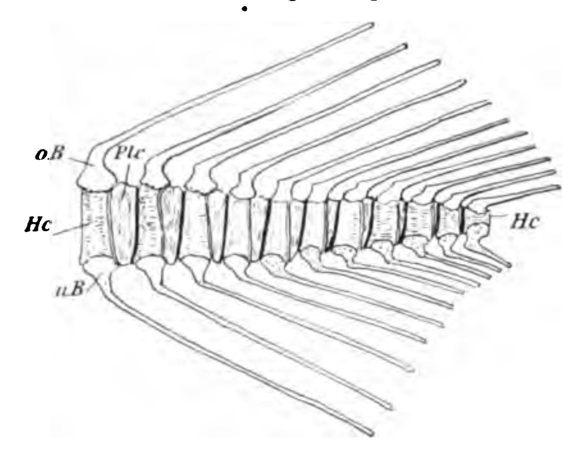


Fig. 7. Hintere Schwanzwirbel mit temnospondylem Bau von *Eurycormus* aus dem oberen Jura von Solnhofen. Die Hypocentra (Hc) sind horizontal, die Pleurocentra (Plc) vertikal gestreift. Die unteren Bögen (Haemapophysen) sind punktiert. Bemerkenswert ist dabei, daß am Ende des Schwanzes, wo die Wirbelsäule als Stützpunkt der Schwanzflosse kräftiger verknöchert ist, die Pleurocentra verschwinden. Sie werden dabei nach oben hinausgedrängt, wie die Pleurocentra bei den sog. sklerospondylen Vertretern temnospondyler Stegocephalen.

Andererseits wirkten erschwerend auf die Beurteilung der Halswirbel namentlich die kleinen basalen Zwischenstücke („Intercentra“), die sich bei Sphenodonten, Proterosauriern, Ichthyosauriern und anderen Formen meist nur in einzelnen Wirbelregionen finden, und auf die Hypocentra der Temnospondylen zurückgeführt wurden. Nachdem wir die Entstehung und Verwendung dieser Elemente verfolgt haben, können wir den kleinen variabeln Schaltstücken wohl kaum noch eine primäre Bedeutung für die Wirbelsäule zumessen. Sie erscheinen mir als „Stauknöchel“ der Kniescheibe der Säugetiere vergleichbar zu sein und, wie diese, stark beweglichen Biegungsstellen als Stützpunkte zu dienen.

Weitere Schwierigkeiten ergeben sich wie für die ganze Wirbelfrage so auch für die Beurteilung der verschiedenartigen Ausbildungsformen des Atlas aus den Rudimenten der Rippenelemente. Indem man in den dorsalen Rippenstücken die obersten

Elemente der Rippenbögen erblickt, wird eine Deutung der kleinen, den Wirbeln ansitzenden Querfortsätze schwierig.

Erwägt man, daß diese embryonal und gelegentlich dauernd in der ganzen Wirbelsäule und sonst in einzelnen Regionen, wie namentlich der Beckenregion, gesonderte Stücke zwischen den Wirbeln und den eigentlichen Rippenstücken bilden, so wird man mit der Möglichkeit rechnen können, daß diese Stücke (Diapophysen, Sakralrippe) primär zum Rippenbogen als oberste Stücke gehören und also auch am Atlas gelegentlich als accessorische Elemente wieder zum Vorschein kommen können. Hierüber will ich ein anderes Mal mehr zusammenstellen.

In allen Modifikationen scheint mir aber als wesentlich festzuhalten, daß

1) der definitive typische Wirbelkörper aus je einer hinteren und je einer vorderen Hälfte eines Urwirbels hervorgeht (Ebner, Schauinsland),

2) daß diese Hälften in dem temnospondylen Baue getrennt bleiben, wobei das ventral ossifizierende Hypocentrum den vorderen Abschnitt des definitiven Wirbels, die oben ossifizierenden Pleurocentra dessen hinteren Teil repräsentieren,

3) daß diese temnospondylen Hälften gelegentlich auch bei höheren Tetrapoden persistieren, so namentlich im Atlas verschiedener Reptilien und aller Säugetiere, wo die Pleurocentren als Processus odontoides zum zweiten Wirbel übertreten und in der Schwanzregion von Reptilien z. B. von *Cyrtura temnospondyla*,

4) daß bei den höher spezialisierten Temnospondylen (Sclerospondyli) die Hypocentra fast den ganzen Wirbelkörper bilden können, indem sie die Pleurocentra nach oben hinausdrängen,

5) daß sich einzelne temnospondyle Ganoiden mit schwacher Wirbelsäule in dieser Beziehung wie die betreffenden Stegocephalen verhalten, während die übrigen Teleostomen mit kräftiger Wirbelsäule sich wie die höheren holospondylen Tetrapoden verhalten.

6) Die Temnospondylie ist also nichts anderes als eine Persistenz der beiden Hälften der Urwirbel, die unter den Tetrapoden wie unter den Fischen bei schwacher Inanspruchnahme der Wirbel oder wie in der vordersten Halsregion der Tetrapoden bei späterer Verknöcherung und zweckmäßiger Verwendbarkeit zum Vorschein kommt.

7. Da den temnospondylen Ganoiden des Jura holospondyle im Devon und Karbon vorangehen, und im Karbon bereits viele holospondyle neben den zumeist jüngeren temnospondylen

Stegocephalen existieren, so wird man der Temnospondylie nicht ohne weiteres eine phylogenetische, sondern in erster Linie eine ontogenetische Bedeutung zusprechen dürfen.

Herr E. PHILIPPI sprach über **Moorbildungen auf Kerguelen.** Er führte aus, daß die Moorbildungen der subantarktischen Insel zwar mit denen des nördlichen Europas vergleichbar wären, andrerseits aber doch auffällige Unterschiede erkennen ließen, was bei der fremdartigen und sehr ärmlichen Flora Kerguelens von vorn herein zu erwarten sei. Der Vortragende zeigte an Handstücken die starke chemische Verwitterung, welche die basaltischen Gesteine durch die Humussäuren erleiden. Der größte Teil des von den Humussäuren gelösten Eisens wird dem Meere zugeführt, ein kleiner Teil gelangt auf der Insel in Gestalt von Raseneisenerz zum Absatz.

Herr E. PHILIPPI sprach über **untersenone Tone bei Warnstedt nördlich von Thale a. Harz.**

Es ist bekannt, daß das Untersenon nördlich vom Harz einem raschen Facieswechsel unterliegt. Während es bei Braunschweig rein tonig entwickelt ist, herrscht in der Quedlinburger Gegend die sandige Facies vor. Doch fehlt es auch hier nicht ganz an tonig-mergeligen, meist recht fossilreichen Einlagerungen.

Unter diesen sind am bekanntesten die Salzbergmergel, welche sich bei Quedlinburg einer unteren Abteilung des „Senon-Quaders“ einschalten, während sie nach EWALD am Harzrande unmittelbar an der Basis der Sandsteine liegen sollen. Ein höheres Niveau im „Senon-Quader“ nehmen fossilführende Tone ein, welche in der Umgebung von Quedlinburg gelegentlich aufgeschlossen worden sind.

Nachdem die Fauna dieser Tone, welche durch ihre vorzügliche Erhaltung und durch das Fehlen der Ammoneen, das Vorwalten von Bivalven und Gastropoden lebhaft an Tertiär erinnert, längere Zeit ausschließlich aus diluvialen Kiesen bekannt gewesen war, fand EWALD[1]) sie in anstehenden Tonen und Sanden bei Weddersleben südlich von Quedlinburg. Sehr fossilreiche Tone dieses Niveaus förderte später eine Brunnengrabung zwischen Suderode und Quedlinburg zutage; ihre Fauna wurde von F. FRECH[2]) eingehend beschrieben. Auch von einigen anderen Punkten in der unmittelbaren Nachbarschaft von Quedlinburg wurde dieser Horizont, der lokal auch Pflanzen führte, bekannt.

---

[1]) Diese Zeitschr. **13**. 1861 S. 140.
[2]) Ebenda **39**. 1887 S. 141.

Auf einer Pfingstexkursion in diesem Jahre fand ich nun Tone, die augenscheinlich dem gleichen Horizont angehören, neuerdings an der Mühle südöstlich von Warnstedt, wenige Kilometer nördlich von Thale aufgeschlossen. Es sind dieselben plastischen, glimmerhaltigen, dunklen Tone, die von Suderode in der Sammlung des Museums für Naturkunde liegen. Doch ist die Erhaltung der Fossilien eine andere. Während bei Suderode die Schalen durchwegs erhalten sind, hat man es hier lediglich mit Skulptursteinkernen zu tun, die meist einen zarten Überzug von Schwefelkies tragen; der Erhaltungszustand erinnert also sehr an den der Braunschweiger Untersenonfossilien.

Auch faunistisch scheint der neue Fundpunkt bei Warnstedt von Suderode abzuweichen. Während hier die Tone im allgemeinen eine marine Fauna beherbergen und nur die unterste Schicht brakisch ist, scheint bei Warnstedt *Cyrena cretacea* DRESCHER zu herrschen und den gesamten Komplex als brakisch zu stempeln. Auch Holzreste und Dicotylen-Blätter sind bei Warnstedt nicht selten.

Diese Tone sind in der Sohle eines Bruches aufgeschlossen worden, in welchem bisher „Senon-Quader" gebrochen wurde; ihr Liegendes war z. Z. meines Besuches noch nicht bekannt. Es treten in diesem Bruche aber auch über dem Quader ähnliche, dunkle Tone auf; ob es sich um eine zweite, höhere Einlagerung handelt oder ob an eine Störung gedacht werden kann, ließ sich bei meinem kurzen Besuche nicht mit Sicherheit feststellen.

Herr **FRIEDR. v. SCHMIDT**-Petersburg erinnerte an den vor einem Jahre gehaltenen Vortrag des Herrn FRIEDR. SOLGER[1]) **über die neue Gattung *Pseudocucullaea*** und machte dazu die nachstehenden Bemerkungen:

Herr SOLGER hatte darauf hingewiesen, daß ich bereits 1871 in meiner Bearbeitung der wissenschaftlichen Resultate meiner Mammutexpedition von 1866 diese als *Pectunculus Petschorae* KAYS. bestimmte Muschel aufgeführt habe, aus deren Beschreibung und Abbildung die Zugehörigkeit zu *Pseudocucullaea* SOLG. unzweideutig hervorgehe. Zugleich wird erwähnt, daß ich schon selbst die eigentümlichen Charaktere der Art erkannt und die Möglichkeit offen gelassen habe, daß sie einer neuen Gattung angehöre, die zu *Pectunculus* sich verhielte wie *Cucullaea* zu *Arca*. Diese vermutete neue Gattung habe ich nun allerdings

[1]) Diese Zeitschr. Juli-Protokoll 1903. S. 80.

schon in meinem Aufsatze „Über die neue Gattung *Lopatinia*"[1]) aufgestellt und die beiden Arten *Lopatinia Petschorae* Kays. sp. und *L. Jenisseae* m. unterschieden. Mein erwähnter Artikel ist aber, z. T. durch meine eigene Schuld, wenig bekannt geworden, sodaß ich nur eine einzige Arbeit anführen kann, in welcher er citiert ist, nämlich J. Lahusens Inoceramenschichten am Olenek und der Lena.[2]). In dieser Arbeit wird *Lopatinia Jenisseae* aus den Inoceramenschichten an der Lena von dem Sandsteinfelsen Sossa-Kaja aufgeführt und gesagt, daß die von Czekanowski gesammelten Stücke mit meinen Abbildungen vollkommen übereinstimmten.

Gegenwärtig bin ich durch die Güte des Herrn Prof. O. Jaekel in den Stand gesetzt, meine alten Originale der *Lopatinia* mit Abgüssen der *Pseudocucullaea* Solg. zu vergleichen. Ich muß die Priorität meiner alten Gattung durchaus wahren. In allen wesentlichen Stücken stimmen die beiderlei Formen durchaus überein. Ein kleiner Unterschied scheint in der durchschnittlich stärkeren Entwicklung der Mittelzähne des Schlosses bei *Pseudocucullaea* zu bestehen, aber auch bei unserer Form kommt bei größeren Exemplaren bisweilen eine Zweiteilung derselben vor. Die leistenförmigen Seitenzähne der *Lopatinia* sind bei guten Exemplaren derselben ebenfalls fein gezähnt, wie bei den zuerst von mir abgebildeten in Mammutreise Taf. 3 Fig. 17; das hängt aber wohl wesentlich von der guten Erhaltung ab. Daß die *Pseudócucullaea* obercretaceisch ist, während die *Lopatinia* wahrscheinlich zur untercretaceischen Oberen Wolgastufe gehört, kann auch nicht gegen die Vereinigung beider Gattungen sprechen, wie das ja auch schon von Herrn Solger[3]) ausgesprochen worden ist.

Hierauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

Bbanco. Jaekel. Joh. Böhm.

---

[1]) Verhandl. K. Min. Ges. St. Petersburg. N. F. 7. 1872. S. 283, t. 8, f. 1—8.

[2]) Mém. Acad. Imp. des sciences de St. Pétersbourg (7) 33. No. 7. 1886. S. 9.

[3]) a. a. O. S. 81.

Neunundvierzigste Allgemeine Versammlung der Deutschen geologischen Gesellschaft zu Breslau.

Protokoll der Sitzung vom 16. September 1904.

Der Geschäftsführer Herr FRECH eröffnet die in der Aula Leopoldina der Universität stattfindende Sitzung durch Begrüßung der Anwesenden und gibt einen kurzen Überblick über die Entwicklung der Geologie in Schlesien.

Namens des Kgl. Oberbergamtes heißt Herr Geheimer und Oberbergrat HILTROP die Gesellschaft willkommen unter besonderer Anerkennung der Verdienste, die die Geologie um den Bergbau und die Wasserversorgung Schlesiens hat.

Eine Abordnung der Schlesischen Gesellschaft für vaterländische Kultur, bestehend aus den Herren Geheimrat FÖRSTER, Professor HINTZE, Geheimrat PARTSCH und Professor PAX, heißt durch den Mund des Erstgenannten die Deutsche geologische Gesellschaft willkommen und überreicht ihr eine Festschrift „Zur Geologie des niederschlesisch-böhmischen Grenzgebirges" mit einer zugehörigen geologischen Karte.

Der Geschäftsführer dankt namens der Gesellschaft und überreicht dann seinerseits einen „Geologischen Führer für die Exkursionen durch Oberschlesien", ferner einen Führer durch die Sudeten und eine Schrift über Reinerz, das Zentrum der Glatzer Mineralquellen.

Zum Vorsitzenden des ersten Versammlungstages wird Herr BEYSCHLAG, zu Schriftführern während der Tagung werden die Herren BRUHNS-Straßburg, LEONHARD-Breslau, WYSOGÓRSKI-Breslau und ZIMMERMANN-Berlin gewählt.

Der Gesellschaft sind als Mitglieder beigetreten:

Herr Oberbergamtsmarkscheider ULLRICH, Breslau und
Herr Dr. GÄRTNER, Direktor der Wenzeslaus-Grube zu Mölke bei Neurode i. Schles.,
beide vorgeschlagen durch die Herren DATHE, ZIMMERMANN und GAGEL.



Fiedlersglück b. Beuthen O.-S.

Trümmer-Dolomit, 20 m von einer Hauptsprungkluft. Die Zwischenräume sind teils leer, teils mit Markosit-Stalaktiten ausgefüllt. Die freien Wände sind mit Markasit- und Blende-Krusten überzogen. Rechts oben hängen von einer solchen Kruste Bleiglanzkristalle herab.

Nach einer Photographie des Photographen LIEBERT-Königshütte.

J. F. Starcke, Berlin W.

Um die inneren geschäftlichen Angelegenheiten der Gesellschaft in einer Sitzung erledigen zu können, werden zur Prüfung des von Herrn DATHE vorgelegten Kassenberichtes die Herren MILCH-Breslau und TORNQUIST-Straßburg gewählt. Die Geschäftssitzung der allgemeinen Versammlung wird auf Sonnabend, den 17. um 9½ Uhr angesetzt.

Herr FRECH gab einen allgemeinen Überblick über den Gebirgsbau Schlesiens. (Der wesentliche Inhalt desselben ist in der allgemeinen Einleitung der geologischen Führer durch Oberschlesien, die Umgegend von Breslau und die Grafschaft Glatz enthalten. S. Anhang).

Herr G. GÜRICH brachte **Mitteilungen über die Erzlagerstätten des oberschlesischen Muschelkalkes.** (Hierzu Taf. XVIII).

Der Vortragende muß sich damit bescheiden, nur einige Punkte einer näheren Betrachtung zu unterziehen; durch neuere Aufschlüsse und neue Beobachtungen sieht er sich veranlaßt, einige früher geäußerte Anschauungen zu ändern. Auch auf einige altbekannte Tatsachen muß er eingehen, um deren Bedeutung wieder in Erinnerung zu bringen. Eine Aufrollung der ganzen Frage überschreitet die Kräfte des Einzelnen; sie ist nur für die Geologische Landesanstalt möglich, die mit allen Mitteln arbeiten kann. Es ist nicht nur die Berücksichtigung alles alten Beobachtungsmaterials und die Untersuchung aller neuen Aufschlüsse nötig; diese Untersuchungen werden auch gestützt sein müssen durch ein reichliches und ausführliches Analysenmaterial erzfreier und erzführender Gesteine und der verschiedenen Erze selbst.

Zunächst erörtert der Vortragende einige Momente, durch welche gewisse Phasen der Erzbildung dem geologischen Alter nach festgelegt werden. Er unterscheidet im übertragenen Sinne ein zentrales und ein peripheres Gebiet der Erzlagerstätten. In dem letzteren erkennt man die Einwirkungen der Atmosphärilien und des miocänen Meeres. Das Gesetz des „Eisernen Hutes" hat auch für Oberschlesien Geltung; hierin stimmen bisher alle Beobachter überein mit Ausnahme von A. SACHS.[1])

Das miocäne Mittelmeer breitete sich in einer Bucht in Oberschlesien aus. Das Ausgehende der Lagerstätte wurde von den Gewässern verarbeitet (Hornblei von Miechowitz), die Eisenerze über den Rand der Mulde mechanisch hinweggetragen. Der Vortragende sieht darin einen Beweis dafür, daß die peripheren

[1]) Centralbl. f. Min. etc. 1904. S. 40.

Teile der Erzlagerstätte bereits vor Ablagerung der miocänen Meeresbildungen in Form eines „eisernen Hutes“ vorlagen. Von Interesse wäre eine nähere Altersbestimmung der die Brauneisenmassen bei Chorzow etc. bedeckenden bunten Tone und kieseligen Knollensandsteine.[1])

Von Wichtigkeit für die Altersbestimmung der Erzlagerstätten sind ferner die Verwerfungen im Muschelkalkgebirge.

Auf Jenny Otto-Grube konnte der Vortragende Verwerfungsklüfte, angefüllt mit Gangletten und Dolomitbreccien und ohne wesentliche Erzführung, beobachten. Begleitet ist dieser Sprung von einer Reihe von Störungen im Dolomit. Diese Störungen scheinen aber nicht mit einer Verschiebung der beiden Kluftwände verknüpft zu sein. Es scheinen eher nur Zerreißungen des Dolomits vorzuliegen, die allerdings als eine Folge-Erscheinung der Hauptverwerfung aufzufassen sind. Diese Klüfte zeigen mehr den Charakter von Auswaschungen. Sie sind von Erz erfüllt, vorwiegend von Markasit, daneben auch von mulmigem Bleiglanz. Diese Erzausfüllungen hält der Vortragende für nachträgliche Bildungen. Unleugbar ist der Einfluß der Verwerfungen auf die Erzführung der Lagerstätte; häufig sind einseitige Erzanreicherungen. In der Tatsache, daß unbeeinflußt von Kluftsystemen auch ärmere, und deswegen weniger beachtete Erzmittel verbreitet sind. sieht der Vortragende einen Beweis für seine bisher vertretene Ansicht von der syngenetischen Natur der Lagerstätte im allgemeinen. Die Anreicherung der Erzlagerstätten längs der Hauptzirkulationskanäle der unterirdischen Wässer ist ein durchaus selbstverständlicher Vorgang, aber diese Anreicherung ist zu trennen von der Entstehung der Erze überhaupt.

Enthält ein sonst erzärmeres Gebirge längs der Verwerfungsklüfte Erzanreicherungen, so kann man daraus folgern, daß die Erze eher da waren als die Klüfte; nur die Anreicherung erfolgte gleichzeitig mit der Kluftbildung. Die großen Verwerfungen im oberschlesischen Muschelkalk müssen dem Eindringen des miocänen Meeres vorangegangen sein, die Erze waren also noch früher entstanden. Zu demselben Schluß gelangt der Vortragende durch eine weitere Berücksichtigung des mechanischen Moments in der Herausbildung der jetzigen Natur der Lagerstätte. Unter der Führung der Herren Blume-Lipine und Johnson-Beuthen besichtigte der Vortragende besonders lehrreiche Strecken der Jenny

---

[1]) Michael sieht darin fluviatile Bildungen, jünger als das marine Miocän. Durch die neuerlichsten Mitteilungen Michaels über die oberschlesischen Bohrungen würde sich ergeben, daß diese bunten Tone und Knollensandsteine zu den Ablagerungen der weiter nordwärts verbreiteten Braunkohlenformation zu rechnen sind.

Otto-Grube. An einigen Stellen war der Dolomit im Dache der abgebauten Lagerstätte durch „Alten Mann“ gestützt und dabei in höchst bezeichnender Art zu Bruche gegangen. Lange Schollen lösten sich von oben ab und senkten sich ganz flach trichterförmig nach einer tieferen Stelle im Alten Mann; in der Mitte des so entstandenen Trichters ist der Dolomit kurzklüftig zertrümmert und aufgelockert. Dasselbe Bild gewährten gewisse Stellen der Erzlagerstätte; am deutlichsten ist es dort zu beobachten wo die Erzausfüllung gering geblieben ist; hier bilden die Dolomittrümmer eine durch dünne Erzkrusten zementierte Breccie; zwischen den Trümmern erscheinen die offenen Hohlräume, nur teilweise mit stalaktitischen Markasitzapfen erfüllt; nicht selten ist die Decke eines solchen Hohlraumes mit einer ebenen, aus Markasit oder Blende bestehenden Kruste austapeziert, von der einzelne Bleiglanzkristalle in den Bau hinabragen.

Auch in den kompakten Krustenerz-Partien[1]) erkannte der Vortragende dieselbe Struktur wieder. Früher nahm er an, die Trennung der von den Erzkrusten umschlossenen Dolomitbrocken wäre auf die Tätigkeit der zirkulierenden Wässer zurückzuführen; nunmehr läßt sich sicher behaupten, daß die Dolomitbreccie durch mechanische Zertrümmerung entstanden ist und die Erzausfüllung erst nachträglich erfolgte. Die eigentlichen Krustenerze finden sich in den kurzklüftig zertrümmerten Dolomitpartien, meist in geringerer Höhe über dem Vitriolletten. In größerer Höhe darüber (entsprechend dem Profile)[2]) finden sich die Bleiglanzplatten, wo der Dolomit in Form weit aushaltender Schalen vom Dache sich loslöste.

Die Möglichkeit der mechanischen Zertrümmerung des Dolomits sieht der Vortragende in der plastischen Natur des Vitriollettens. Bei den tektonischen Störungen wird der Vitriolletten am stärksten in Mitleidenschaft gezogen; er wird bei der Verwerfung mitgeschleppt und in die Klüfte des Sohlensteins hineingequetscht etc.[3]); durch derartige Bewegung im Vitriolletten wird dem Dolomit die Sohle entzogen und er muß nachbrechen; unmittelbar über dem Vitriolletten wird die Zertrümmerung eine kleinstückige Breccie ergeben, je weiter nach oben, desto mehr wird die Einwirkung nur in Form von flachen Spalten zwischen den Dolomitbänken erkennbar sein; nur vereinzelte Querklüfte werden hier die Dolomitschalen durchsetzen.

So finden also die Krusten- und Plattenerze ihre befriedigende Erklärung; ihre Entstehung hängt mit den tektonischen

---

[1]) Zeitschr. f. prakt. Geol. 1908 S. 202.
[2]) Zeitschr. f. prakt. Geol. a. a. O.
[3]) Photographien hierzu wird MICHAEL veröffentlichen.

Vorgängen zusammen, von deren geologischem Alter schon oben die Rede war. Nicht berührt werden hiervon die Deutungen der körnigen Ausbildungsform der Erzkörper und der ärmeren Feldesteile, wo die Erze nur sporadisch im kompakten Dolomit eingesprengt erscheinen. Man sieht in den obigen Ausführungen eine Erklärung mehr für die Tatsache der höheren Erzanreicherung in tektonisch gestörten Bezirken der oberschlesischen Lagerstätten. Begreiflicherweise werden durch diese Anreicherungsvorgänge die genetischen Beziehungen der Lagerstätte überhaupt verschleiert. Der Vortragende hält nach wie vor an der syngenetischen Natur der Lagerstätte in ihrer ursprünglichen Form fest. Eine weitere Frage bezieht sich auf die Herkunft der metallischen Substanzen. Schon früher[1]) hatte der Vortragende auf den Metallgehalt der oberschlesischen Kohlen hingewiesen. Die Anzeichen dieser Art mehren sich; sehr erwünscht wären neuere exakteste Analysen.[2]) So ist neuerlichst das Vorkommen eines größeren Erzvorkommens in der Kohle und dem Schiefer in der Sohle des Flözes auf der Brade-Grube bei Nikolai bekannt geworden. Eine Untersuchung liegt noch nicht vor. Sollte sich in der Tat die allgemeine Verbreitung von Blei und Zink, wenn auch in minimalster Verteilung, im oberschlesischen Karbon bestätigen, so liegt der Gedanke sehr nahe, daß die Erzvorräte des Muschelkalks, eine syngenetische Erklärungsweise derselben vorausgesetzt, direkt aus dem Karbon stammen.

Das milde Steinkohlengebirge fiel dem transgredierenden Triasmeer zum Opfer; der Metallgehalt der Kohlen ging in die Salzlösungen des Triasmeeres über. Hin und wieder fanden schon Ausscheidungen der Metalle während der Wellenkalkbildung statt; daß dieselben technisch bedeutungslos sind, ist für die theoretische Erörterung belanglos. Dann erfolgte die Bildung einer physikalischen Grenze, etwa einer Kante oder Barre im Meeresgrunde zwischen dem Schaumkalkmeere und dem Dolomitbecken.[3]) Es ist richtig, daß westlich von Beuthen, aber eben doch nur hier diese Grenze ungefähr zusammenfällt mit einer Störungslinie im unterlagernden Karbon. Aber zwischen Terrainkante und Störungszone kann doch sehr wohl ein ursächlicher Zusammenhang bestehen. Diagenetisch vollzog sich[4]) innerhalb

---

[1]) Mineralreich S. 581.

[2]) Auch MICHAEL bestätigt in seinem folgenden Vortrage das Vorkommen von Schwermetallsubstanzen im Kohlengebirge.

[3]) Man müste hieraus auf das Vorhandensein von Störungen im Sohlenstein schließen, die in dem Dolomit keine Fortsetzung finden. Solche Störungen scheinen vorhanden zu sein.

[4]) Jahresber. Schles. Ges. (6.) 3. 1902.

dieses Beckens die Dolomitisierung der kalkigen Sedimente, und zugleich mit der Dolomitisierung ging die Ausscheidung der sulfidischen Erze vor sich. Daß dabei die tonreicheren Partien der Sedimente bevorzugt wurden, hat der Vortragende schon früher[1]) betont. Die Adsorption kommt also auch bei dieser Auffassungsweise zu ihrem Rechte. Die Erzausscheidung erfolgte aber nicht über den mergeligen Partien — wie es eine Katagenese verlangen müßte, auch nicht in deren Sohle, entsprechend den Anforderungen der Anagenese, sondern im allgemeinen gerade in den mergeligen Dolomitpartien, worin der Vortragende eine Bestätigung seiner syngenetischen Anschauungsweise sieht.

Herr **R. MICHAEL** (Berlin) sprach über **die oberschlesischen Erzlagerstätten.**

Die Untersuchungen, welche im Laufe der letzten vier Jahre im Interesse der Wasserversorgung des oberschlesischen Industriebezirkes auszuführen waren, machten gleichzeitig ein eingehendes Studium der oberschlesischen Erzlagerstätten erforderlich.

Diese Notwendigkeit, die durch den beiderseitigen Zusammenhang begründet war, war um so willkommener, als dadurch Herrn Geheimen Bergrat BEYSCHLAG, in dessen Namen zugleich ich hier das Wort ergreifen darf, die Möglichkeit geboten wurde, die von ihm in seinen Vorlesungen an der Berliner Bergakademie seit vielen Jahren vorgetragene Auffassung einer epigenetischen Entstehung der oberschlesischen Erzlagerstätten an zahlreichen Beispielen auf ihre Richtigkeit hin prüfen zu können. Herr Geh.-Rat BEYSCHLAG hat über die vorläufigen Ergebnisse bereits vor drei Jahren berichtet.

Unsere weiteren Arbeiten waren in Anbetracht der verschiedentlichen Theorien und abweichenden Meinungen auf systematische Beobachtungen und Aufsammlung eines möglichst umfangreichen und erschöpfenden Tatsachen-Materiales gerichtet.

Die Arbeiten sind jetzt abgeschlossen und sollen demnächst in ausführlicher Form veröffentlicht werden.

Bezüglich aller Einzelheiten möchte ich daher auf diese Publikation verweisen, und ich werde mich hier darauf beschränken, in kurzen Zügen über die Hauptergebnisse unserer Beobachtungen unter besonderer Betonung einiger allgemeinerer Verhältnisse zu berichten.

Den geologischen Aufbau der oberschlesischen Platte darf ich als bekannt voraussetzen; es ist daher nur daran zu erinnern, daß die Dreiteilung des oberschlesischen Karbons in eine

---

[1]) Zeitschr. f. prakt. Geol. Mai 1903. S. 208.

Rand-, Sattel- und Muldengruppe auch durch die räumliche Verteilung der Schichten angezeigt ist. Die liegende Randgruppe ist in den Randgebieten im Westen bei Mährisch-Ostrau, Loslau, westlich Rybnik, Gleiwitz, im Norden südlich von Tarnowitz und bei Koslawagora, im Osten bei Golonog in Rußland und Tenczynek in Galizien entwickelt.

Ihre östliche und südliche Begrenzung gegen die jüngeren Karbon-Schichten ist je durch eine Störungszone bezeichnet.

Die erstere ist als die Orlauer Störung bekannt, welche von Orlau über Rybnik bis über Mikultschütz hin verläuft. Ich möchte hier einschalten, daß ich dieselbe nicht für den großen Verwurf von 1600 m bis 2000 m Sprunghöhe halten kann, für welchen sie früher zumeist wohl auf Grund markscheiderischer Berechnung angesprochen wurde. Es ist lediglich die tektonisch durch kleinere Verwerfungen, Staffelbrüche, Schleppungen, Überschiebungen und Steilstellung der Schichten stark beeinflußte Grenzzone der älteren marinen gegen die jüngeren nicht marinen Schichten.

Eine gleiche, wahrscheinlich dieselbe Störungslinie begleitet, in westöstlicher Richtung verlaufend, die Randgruppe des nördlichen Gebietes von Mikultschütz über Miechowitz, Dombrowa bis über Bendzin in Russisch-Polen.

Für den östlichen Teil liegen die Verhältnisse noch nicht klar genug; doch sind ähnliche Erscheinungen durch das Vorhandensein zahlreicher, nordsüdlich verlaufender Sprünge angedeutet. Zu der hangenden Muldengruppe gehört die Hauptmasse der Schichten des südlichen Oberschlesiens, südlich einer Linie von Zabrze über Myslowitz hinaus. Die mittlere Sattelgruppe ist eine weder geologisch noch paläontologisch selbständige, dafür aber die für Oberschlesien in erster Linie durch die Zahl, Güte und Mächtigkeit ihrer Flöze charakteristische Abteilung.

Bemerkenswert ist ihr topographisches Auftreten als langgestreckter Sattel von Zabrze über Königshütte, Kattowitz nach Myslowitz. Dadurch nun, daß dieselben Sattelflöze, die südlich Beuthen vom Sattel nach Norden einfallen, sich noch einmal vor der Störungszone gegen die gleichfalls aufgewölbten älteren Schichten, nunmehr mit südlichem Einfallen bei Radzionkau und Miechowitz herausheben, tritt eine große, die sog. Beuthener Steinkohlenmulde in Erscheinung.

Der gleiche Vorgang wiederholt sich, wenn auch in etwas abgeänderter Form in der Trias.

Wir haben, schlechthin gesagt, eine Beuthener Steinkohlen-Mulde und eine Beuthener Triasmulde zu unterscheiden, die sich aber in ihrer räumlichen Erstreckung nicht decken. Beiden ge-

meinsam ist das gleiche westnordwestliche Streichen bei Beuthen; die Karbon-Mulde wird wie der Sattel nach Westen scharf durch die Orlauer Störungszone abgeschnitten.

Die Trias-Mulde, wie sie vorläufig noch bezeichnet werden möge, verbreitert sich nach Nordwesten bei gleichzeitiger Wendung des Streichens mehr nach Norden zur sog. Tarnowitz-Peiskretschamer Mulde; andrerseits aber erstreckt sie sich in der ursprünglichen hercynischen Richtung weit nach Südost und ist mit Unterbrechung zwischen Myslowitz und Dlugoszyn bis Krzeszowice in Galizien zu verfolgen.

Die Beuthener Steinkohlenmulde setzt sich nach den neuesten Aufschlüssen aus mehreren, in sich abgeschlossenen, kleineren, trichterartigen Mulden zusammen, deren Schichten zwar denen der Hauptmulde gleichstehen, aber doch eine abweichende Entwicklung aufweisen.

Der regelmäßige Bau der Triasmulde wird nun erheblich durch Verwerfungen modifiziert.

Zunächst ist bereits die muldenförmige Lagerung der Trias eine Folge jüngerer (postjurassischer) Gebirgsstörungen, durch welche die ursprünglich tafelartig ausgebreiteten Schichten gefaltet und versenkt und so vor der abtragenden Wirkung der Denudation und Erosion bewahrt wurden, während bei den benachbarten Gebieten z. T. eine Freilegung bis auf den karbonischen Kern erfolgte.

Die kleinen Triaspartieen im südlichen Oberschlesien (Mokrau, Nicolai, Lendzin, Krassow, Dzieckowitz) sind lediglich als Reste einer früheren allgemeineren Triasbedeckung aufzufassen.

Die vollständige Schichtenfolge jüngerer Trias-Glieder zwischen Tarnowitz und Beuthen ist durch die Entstehung der schmalen Einsenkungsgebiete bedingt.

Die bei solchen Vorgängen selbstverständlichen Schichtenbrüche und Verwerfungen verlaufen naturgemäß zunächst dem Hauptstreichen der Mulden oder, wie ich dieselben jetzt richtiger bezeichnen muß, dem hercynischen Beuthener und dem südnördlichen Tarnowitzer Graben parallel.

Diesen beiden Richtungen folgen denn auch die meisten oberschlesischen Verwerfungen, wie Ihnen diese kleine tektonische Skizze zeigt, durchaus.

Die Verwerfungen begrenzen häufig die jüngeren Ablagerungen gegen das Karbon, so namentlich auf russischem Gebiet östlich von Bendzin.

Es ist daran zu erinnern, daß hier, also zusammenfallend mit dem nördlichen Randgebiet des Beuthener Grabens, auch im Karbon eine große Störungszone nachgewiesen werden konnte.

Der Bau der Triasgräben ist selbst auf kurze Entfernungen hin mannigfaltigem Wechsel unterworfen, der neben echten schmalen Mulden einseitige Gräben längs einer Randverwerfung, oder doppelseitige Gräben als zwischen zwei Parallelverwerfungen abgesunkene Streifen, oder schließlich komplizierte, durch staffelförmiges Absinken hervorgebrachte Bruchzonen erkennen läßt, letztere insbesondere östlich von Beuthen im Felde der Samuels-Glück-, Kramers-Glück- und St. Stefano-Grube.

An den Grabenrändern haben ferner tiefgehende Auswaschungen stattgefunden.

Auch auf die Verteilung und Entwicklung der einzelnen Schichtenglieder haben die Störungen einen großen Einfluß gehabt.

Die Schichtenreihe setzt sich im wesentlichen aus Karbon und Trias zusammen; von letzterer fehlt Keuper bei Beuthen; er tritt aber nördlich von Tarnowitz auf und ist auch im südöstlichen, galizischen Teil der Grabenversenkung erhalten geblieben, hier außerdem noch Schichten des mittleren und oberen Jura.

Zwischen Trias und Karbon sind außerdem rote Letten und feste, sowie lockere Sandsteine bekannt, die bislang auf der geologischen Karte und in den Schacht- und Bohraufschlüssen stets als Vertreter des unteren und mittleren Buntsandsteins angesprochen wurden.

Doch scheint mir die Stellung und Zugehörigkeit dieser Schichten zweifelhaft zu sein.

Sicher ist, daß ein Teil dieser Bildungen bereits zum Karbon gehört, wie Karbonpflanzen in den rotgefärbten Schiefertonen beweisen; an anderen Stellen (bei Zyrowa und Schierot) wurden die mittleren Buntsandsteine der älteren geologischen Karte als rotgefärbte Kulm-Schichten erkannt; östlich Tarnowitz erwiesen sich die rötlichen Stellen im Gelände als der mit Brauneisenerz führenden tertiären Letten und Sanden bedekte Ausstrich der kavernösen Kalke des unteren Muschelkalkes; nördlich Schierot sind die kavernösen Kalke selbst intensiv rot gefärbt. Kurz es ist keine einheitliche Bildung, und man ist außerdem infolge der mächtigen Entwicklung des Perm im Osten und Norden von Tarnowitz genötigt, auch an die Zugehörigkeit zu dieser Formation denken zu müssen.

Ich halte die Sandsteine deshalb z. T. für Karbon, z. T. für Perm und sehe die untere Grenze der Trias in den Kalken und Dolomiten des Röt, die ihrerseits mit den bisher als tiefstem Muschelkalkhorizont aufgefaßten kavernösen Kalken in engem Zusammenhange stehen und dieselben teilweise vertreten. Eine scharfe Grenze zwischen Röt und kavernösen Kalken gibt es nicht.

Der nebenstehende Rekonstruktionsversuch eines Pelycosauriersunterkiefers kann natürlich keinen Anspruch auf vollständige Korrektheit machen, da wir nach den bisherigen Funden über die Länge der Zahnreihen und seine Beschaffenheit zwischen den letzten Zähnen und dem Articulare nicht unterrichtet sind. Immerhin können wir aber aus dem Bekannten ersehen, daß zwischen dem Unterkiefer eines Pelycosauriers und dem eines Cotylosauriers — ich habe speziell *Labidosaurus* im Auge — ungemein viel Ähnlichkeit besteht, welche namentlich in der Stellung der Gelenkgruben zum Unterkiefer selbst, als auch in der ungemein flachen, gedrückten Beschaffenheit der Articulare zum Ausdruck kommt.

Auch dies ist ein Punkt, der für die nahe Verwandtschaft der Pelycosaurier mit den Cotylosauriern spricht, welche sich ja besonders auch im Bau der Extremitätengürtel und den Extremitäten selbst ausprägt.

Fragen wir nun nach der generischen Zugehörigkeit unserer Reste, so läßt sich aus dem Vergleiche mit den von Case gegebenen Abbildungen unschwer ersehen, daß wir es in der Tat mit einer *Dimetrodon incisivus* Cope bezw. *Embolophorus Dollovianus* Cope sehr nahestehenden Form zu tun haben.

Trotzdem bin ich vorläufig noch nicht geneigt, die geringen Reste auf eine der beiden Arten zu beziehen, zumal das mir vorliegende Quadratum, dadurch, daß es einen mehr rechteckigen Umriß hat, viel gestreckter erscheint als das entsprechende Element von *Dimetrodon incisivus*, welches eine mehr dreiseitige Form besitzt.

Wir müssen uns deshalb begnügen, die vorliegenden Reste, als zu einem *Dimetrodon* ungemein nahestehenden Pelycosaurier gehörig, zu betrachten, bis bessere Funde Lösung in dieser Frage bringen.

Als Anhang seien noch einige histologische Bemerkungen über die Zähne von *Dimetrodon* beigefügt. (Fig. 1—3).

Die Zähne von Dimetrodon, die sehr tief in Alveolen eingelassen sind, besitzen eine spitzkonische Gestalt, ihre vorn und hinten zu Kanten zugeschärften Seiten sind überdies fein gezähnelt.

Unter dem Mikroskop schließt sich im Querschnitt bei unserem Schliffe die ziemlich schmale Pulpa P (der Schliff ist ziemlich weit gegen die Spitze des Zahnes genommen) die ungemein breite Zone des Dentins an, in welcher man deutlich die scharf umschriebenen Zuwachsstreifen oder Konturlinien C unterscheiden kann. Dieselben treten bei dem vor-

liegenden Schliffe am dichtesten in der der Pulpa zunächst liegenden Dentinmasse auf, nach außen hin werden sie anscheinend etwas seltener. Das Dentin selbst ist von ungemein dicht stehenden, sehr feinen Zahnbeinröhrchen (D) durchsetzt. die von der Pulpa ihren Ausgang nehmen; entsprechend den zugeschärften Seiten der Zähne haben die Dentinröhrchen an diesen Stellen eine fiederförmige Anordnung erfahren. Infolge der ungemeinen Dichtigkeit, mit welcher diese Ernährungskanälchen aneinander anschließen, läßt sich nicht entscheiden, ob distal eine Teilung derselben erfolgt. Vitrodentin, oder gefäßfreies Dentin, fehlt den Zähnen von *Dimetrodon*. Dagegen läßt sich an verschiedenen, unbeschädigten Stellen ein gut entwickeltes Schmelzband nachweisen, dessen Prismen bei polarisiertem Lichte ausgezeichnet zu unterscheiden sind.

Der durch die Spitze des Zahnes und die seitlich zugeschärften, fein gezähnten Seiten, gelegte Längsschliff zeigt keine Pulpa mehr, sondern ausschließlich Dentin, das gleichfalls sich von ungemein dicht stehenden Dentinröhrchen durchsetzt zeigt, welche auch als büschelförmige Garben in die feineren Zacken, in welche die zugeschärften Seitenkanten des Zahnes auslaufen, eindringen und so ein äußerst charakteristisches, schönes Bild erzeugen. Oben, d. h. gegen die eigentliche Spitze hin, tritt eine Verflachung der Zacken ein, insofern dieselben allmählich eine mehr flach, wellenförmige Gestalt annehmen.

Die Dentinschicht ist ihrerseits hinwiederum von einem verhältnismäßig breiten Schmelzband umsäumt, das unter polarisiertem Lichte wie auf dem Querschnitt, seine eigentümlichen Eigenschaften, besonders deutlich erkennen läßt.

Im Vergleiche mit dem von mir beschriebenen Zähnen von *Labidosaurus*[1]) konstatieren wir, daß die Zähne des Pelycosauriers *Dimetrodon* ein viel vorgeschritteneres Stadium darstellen. Dort finden wir noch in den radialgestellten von der Pulpa in das Dentin eindringenden Kanälen, die deutlichen Spuren ihrer innigen Verwandschaft mit den Stegocephalen, hier sind dieselben verschwunden und die Zähne von *Dimetrodon* zeigen in ihrer Struktur bereits den Charakter vollwertiger Reptilien.

[1]) a. a. O. S. 54, t. XIII, f. 10.

11. Über *Pteraspis dunensis* F. ROEM. sp.

Von Herrn F. DREVERMANN in Marburg a/Lahn.

Hierzu Taf. XIX—XXI.

Fischreste gehören im Unterdevon des rheinischen Schiefergebirges zu den Seltenheiten. Zwar werden in vielen Arbeiten einzelne Bruchstücke von Panzerplatten erwähnt, auch vollständigere Reste haben sich gelegentlich gefunden, aber im ganzen sind bisher doch nur spärliche Anzeichen für das Vorhandensein dieser Tierklasse im rheinischen Unterdevonmeere nachgewiesen worden. Unter den Placodermen sind es ganz besonders die seltsamen Pteraspiden, deren Vorkommen im rheinischen Gebirge zwar schon seit langem bekannt ist, die aber fast stets nur in einzelnen Bruchstücken sich gefunden haben. Die älteste bekannt gewordene Eifeler Art *Pteraspis dunensis* F. ROEM. sp. möchte ich in den folgenden Blättern genauer besprechen. Außer dieser sind es rechtsrheinisch nur zwei Arten: *Pt. rhenanus* SCHLÜTER aus Grauwacke mit *Terebratula amygdala* des Rheinlandes[1]) und *Pt. (Scaphaspis) bonnensis* SCHLÜTER sp. aus den Schichten mit *Rensselaeria strigiceps* (also wohl Siegener Schichten) der Grube Wildermann zwischen Römlinghofen und Vinxel.[2]) Beide Funde wurden leider nicht abgebildet, sodaß eine genaue Vergleichung schon aus diesem Grunde ausgeschlossen ist. Damit sind die rechtsrheinischen Funde von Pteraspiden erschöpft. Aus dem linksrheinischen Teil des Schiefergebirges war lange Zeit (außer *Pt. dunensis*) nichts von diesen eigenartigen Tieren bekannt. Erst neuerdings mehren sich die Anzeichen, daß auch hier derartige Reste recht weit verbreitet sind. Zuerst sammelten LOHEST und FORIR eine Reihe Dorsalschilder von *Pt. rostratus* AG. oder einer nahestehenden Form in Gedinnien bei Ombret (Provinz Lüttich) in Belgien.[3]) Dann besprach GOSSELET kurz zahlreiche Pteraspidenreste, die sich bei Liévin (Dep. Pas

[1]) Ob diese alte Etikette das richtige trifft, ist sehr zweifelhaft; bei der Unsicherheit fast aller älteren Brachiopodenbestimmungen könnte hier außer der mitteldevonischen *Newberryia amygdala* auch *Rensselaeria* etc. in Frage kommen.

[2]) Verh. Naturhistor. Vereins, Bonn 1887, **44**. S. 125.

[3]) Ann. soc. géol. Belg. **22**. 1894/95, S. XXVI.

de Calais) in Nordfrankreich gefunden haben.[1]) Sie stammen aus einer Quarzitbank, die den „Schistes bigarrés“ des Gedinnien eingelagert ist. Diese Reste wurden von LERICHE einer genauen Untersuchung unterzogen und als *Pt. Crouchi* LANKESTER beschrieben und abgebildet.[2]) Im gleichen Heft (S. 153) bespricht DOLLÉ kurz einen Fund von mehreren Pteraspidenresten aus den Gedinnien von Pernes (alte Grafschaft Artois) in Nordfrankreich. Hier scheint eine reichere Fauna von Cephalaspiden und Pteraspiden vorzuliegen[3]), u. a. hat sich außer *Pt. Crouchi* LANK. auch *Pt. rostratus* AG. gefunden. Und endlich hat DOLLO[4]) eine kurze Notiz über Pteraspidenreste gegeben, die er glaubt auf *Pt. dunensis* zurückführen zu können, und welche aus dem Gedinnien von Villance bei Saint-Hubert in Belg. Luxemburg stammen.

Die bisher im Unterdevon des rheinischen Gebirges (im weitesten Sinne) bekannten Arten von *Pteraspis* sind also:

1) *Pt. dunensis* F. ROEM. sp. Altunterdevonisch.
2) „ aff. *dunensis* F. ROEM. sp. Gedinnien.
3) „ *bonnensis* SCHLÜTER sp. Siegener Schichten.
4) „ *rostratus* AG.
5) „ aff. *rostratus* AG. } Gedinnien.
6) „ *Crouchi* LANK.

Dazu kommt aus unsicherem Horizont:

7) *Pt. rhenanus* SCHLÜTER.

Anhangweise sei erwähnt, daß auch eine *Pteraspis*-Art aus dem Mitteldevon der Eifel (von Gerolstein) bekannt ist.[5])

Als ich mich vor längerer Zeit in Siegen zum Studium der Bergschulsammlung aufhielt, welche mir Herr Bergmeister BORNHARDT in liebenswürdigster Weise zugänglich gemacht hatte, fand ich unter zahlreichen interessanten Fossilien auch einen Rest, den ich sofort als das dorsale Mittelstück des Panzers eines Pteraspiden erkannte. Das Stück ist ein einfacher Steinkern ohne eine Spur der Schale, zeigt aber stellenweise schwache Abdrücke der eigentümlichen mittleren Zellenschicht der Schale und läßt vor allem die Ansatzstelle des Schwanzstachels erkennen. Die nahe Verwandtschaft des Stückes mit *Pt. dunensis* ging auf den ersten Blick klar hervor. Es stammt aus dem FEINDLERschen Steinbruch bei Siegen, einer altbekannten Fundstelle von *Rensselaeria crassicosta* C. KOCH sp. und einer Reihe anderer

---

[1]) Compt. rend. Ac. des Sciences **136**. S. 540.
[2]) Annales Soc. géol. du Nord, **32**. 1903, S. 161, t. V, VI.
[3]) LERICHE, dass. Heft, S. 190.
[4]) Compt. rend. Ac. des Sciences **136**. S. 699.
[5]) LEE, Geol. Mag. (2) **9**. S. 104, t. III, f. 4—7.

Fossilien dieses Horizontes. Leider war es das einzige Stück, und ich bedauerte dies sehr, zumal auch ROEMER nichts über die weitere Natur des Fisches hatte feststellen können. Um so größer war meine Freude, als ich bei Hamm an der Sieg bei einer längeren Orientierungsreise durch das Siegerland in einem verlassenen Steinbruch eine größere Zahl derartiger Reste entdeckte. Eine aus Grauwackenschiefer bestehende Schichtfläche war ganz bedeckt mit den Panzerplatten eines großen Pteraspiden. Leider war die Schicht durch die Witterungsverhältnisse sehr bröckelig geworden (sie war lange Jahre hindurch offen Wind und Wetter ausgesetzt gewesen), und bei der leisesten Berührung schon fielen die Fossilien sowohl wie das Gestein selbst auseinander. Immerhin gelang es, nach langer mühsamer Arbeit unter Benutzung eines Brecheisens eine genügend dicke Platte des Gesteins loszuarbeiten und weiterhin sie glücklich bis nach Marburg zu transportieren. Auch eine Reihe weiterer Reste nahm ich noch mit, sodaß ich in der Lage bin, die Beschreibung von *Pt. dunensis* wesentlich zu ergänzen. Von der Menge der an Ort und Stelle vorhandenen Reste gibt die beigegebene Photographie der knapp 60 cm langen und ca. 35 cm breiten Platte einen Begriff, und ich übertreibe wohl nicht, wenn ich sage, daß auf der Schichtfläche im Steinbruch die Reste von mehr als zwanzig Individuen lagen, die leider fast alle der Verwitterung anheimfallen mußten.

Der Horizont, aus welchem die große Platte und die übrigen beschriebenen Reste stammen, ist der gleiche, wie der des erwähnten Siegener Stückes. *Rensselaeria crassicosta* hat sich öfters in den Brüchen gefunden; mir gelang es, noch einige leider unbestimmbare Zweischaler aufzufinden, die etwa der Gattung *Cypricardella* angehören könnten. Außerdem liegen auf der Platte, sowie auf anderen Stücken zahlreiche stengelartige Abdrücke pflanzlicher Natur, die wohl in den Bereich dessen gehören, was man gewöhnlich als *Haliserites Dechenianus* bezeichnet. Diese treten in solcher Menge auf, daß man wohl von einer Haliseritenschicht reden könnte.

So sicher der Horizont der Siegerländer Stücke ist, so unsicher ist einstweilen leider derjenige der ROEMERschen Exemplare. Das erste Stück[1]) stammt aus der „Grauwacke von Daun". Damit ist es wahrscheinlich, daß das Stück altunterdevonisch ist, mehr läßt sich schwerlich über sein Alter sagen. Der zweite Fund[2]) stammt aus dem „Tonschiefer von Wassenach am Laacher

[1]) Palaeontographica 4. S. 72, t. XIII.
[2]) N. Jahrb. f. Min. 1858, S. 53.

See“; am gleichen Stück ließen sich „Abdrücke von *Haliserites Dechenianus* und Fragmente von *Terebratula* (?) *strigiceps*“ feststellen. Hier liegen also wohl Siegener Schichten vor, die in der dortigen Gegend weit verbreitet sind. Interessant ist die Analogie in Bezug auf das Vorkommen zahlreicher Pflanzenreste mit dem Funde von Hamm.

Im allgemeinen können wir sagen, daß die aus Nordfrankreich und Belgien beschriebenen Reste älter sind, als die aus dem Kern des rheinischen Gebirges stammenden Stücke. Denn die ersten stammen ohne Ausnahme aus den Gedinneschichten, während die anderen, soweit sicher bekannt, in den Siegener Schichten sich gefunden haben.

Auf der mir vorliegenden Platte sind Reste folgender Panzerteile erhalten: Das Rostrum von der dorsalen und ventralen Seite, die mediane dorsale Platte mit dem ansitzenden langen Rückenstachel und die ventrale Medianplatte. Außerdem liegt noch ein schmales langes Stück vor, das ich zwar beschreibe, über dessen Bedeutung als Seitenstück ich aber vollkommene Sicherheit nicht erlangt habe. Und endlich glaube ich, noch eine Anzahl größerer und kleinerer Fragmente der Schuppenbekleidung des Schwanzes gefunden zu haben.

Die Art der Erhaltung ist nicht ungünstig. An vielen Stellen ist der Panzer selbst erhalten und ermöglichte ein Studium seiner feineren Strukturverhältnisse unter dem Mikroskop; da wo er fehlt, sind die Abdrücke der äußeren Schale meist außerordentlich scharf und lassen auf das genaueste den Verlauf der feinen Linien erkennen, die für die Panzerstücke von *Pteraspis* so außerordentlich charakteristisch sind.

Das Rostrum. Das vollständigste auf der Platte oben etwa in der Mitte belegene Exemplar (Abdruck der Oberseite) läßt leider keine Präparation der Spitze zu, die sicher im Gestein enthalten ist, da ich sonst gezwungen wäre, das daneben liegende dorsale Mittelstück zu zerstören. Außer diesem Abdruck der Oberseite liegen vor: Die Unterseite des Rostrums in vorzüglicher Erhaltung, leider aber ebenfalls ohne Spitze (rechts oben auf der Platte) und eine Reihe von isolierten Bruchstücken. Das Rostrum ist von außerordentlich schlanker eleganter Form. Die Länge des größten, zuerst erwähnten Abdruckes beträgt 13 cm, die größte Breite an der Wurzel etwa $3^1/_2$ cm. Das Rostrum ist ein Stück, Ober- und Unterseite sind fest, ohne Naht verschmolzen. Es war wohl flach gewölbt und ist am Anfang hohl. Wie weit diese Höhlung nach vorn reicht, war nicht festzustellen, jedenfalls erreichte sie wohl nicht die Hälfte der Gesamtlänge. Von da ab ist das Rostrum eine massive,

erst dickere, nach vorn flacher werdende Spitze, deren größte Dicke bei etwa $1^1/_2$ cm Breite rund 2 mm beträgt. (Dies Maß ist direkt an einem Bruchstück genommen; ob und wie stark dies Stück durch den Gebirgsdruck deformiert ist, wurde außer Acht gelassen.) Unbekannt ist, wie hoch die innere Wölbung des hohlen Anfanges war; jedenfalls war sie nicht sehr bedeutend, aber zweifellos vorhanden. Die Dicke der Schale, die nach den Seitenkanten zu regelmäßig langsam abnimmt, beträgt in der Mitte, wo sie am stärksten ist, etwa 1 mm. Dorsale und ventrale Fläche stoßen an den Seiten in einer stumpfen Kante zusammen. Die Form der Oberseite ist etwa die eines gleichschenkligen Dreiecks mit sehr langen Seitenkanten und einer flach nach außen vorgewölbten Basis. Basis und Seiten stoßen nicht eckig, sondern gerundet zusammen. In der Mitte besitzt die Basis einen kleinen sekundären abgerundeten Vorsprung, der bei $4^1/_2$ mm Breite etwa 3 mm lang ist und sich, wie wir sehen werden, genau in eine entsprechende Bucht am Vorderrande des Mittelschildes einpaßt. Im großen Ganzen ist der Querschnitt des Rostrums flach gewölbt; mit der Breite nimmt auch die Wölbung zu, und an der Ansatzstelle erhält das Rostrum einen gerundet stumpfwinkligen Querschnitt. Die ganze Oberseite ist bei nicht ganz $^1/_3$ der Länge eingeknickt, wodurch sie einen Eindruck macht, der unwillkürlich an eine Hechtschnauze erinnert.

Auf der Oberseite des Rostrums verlaufen jederseits zwei schwache Längslinien nahe der höchsten Erhebung, die nach vorn schwächer werden und sich nahe der Spitze wohl ganz verlieren. Sie münden am Ansatz des Rostrums genau an der Stelle, wo der erwähnte schmale Vorsprung sich heraushebt. Eine Reihe weiterer, äußerst schwacher, kaum sichtbarer Längslinien schaltet sich nahe der breitesten Stelle des Rostrums ein. Die eigentliche Skulptur der Oberseite besteht an der Spitze aus überaus feinen, regelmäßigen Längslinien vom gleichen Charakter, wie sie die ganze Schale bedecken. Etwa 7 solche Linien kommen auf 1 mm. Bis zu ca. 5 cm der gesamten Länge des Rostrums laufen diese Längslinien durchaus parallel miteinander und mit den Rändern des Rostrums Dann biegen sie sich plötzlich in der Mitte zusammen, und zwar an der Stelle, wo die erwähnten Längslinien auftreten; es entsteht ein ganz spitzer, nach vorn offener Winkel. An der gleichen Stelle etwa fangen die Streifen an nicht mehr der Längsrichtung parallel zu laufen, sondern entspringen in ganz spitzem Winkel an den Seitenkanten, laufen ein Stück gerade nach hinten, biegen dann plötzlich an den Längslinien um und vereinigen sich zu dem nach vorn offenen Bogen. Bei 7 cm Abstand von der Spitze ist der rand-

liche Teil der Skulptur nur noch sehr kurz; die Streifen biegen gleich nach innen um, laufen ein kleines Stück quer, biegen dann nochmals nach hinten, verlaufen zwischen den beiden hier schon recht deutlichen Längsstreifen etwa parallel der Mittellinie, um gleich darauf wieder Querrichtung anzunehmen und sich dann in flachem Bogen in der Mitte zu vereinigen. Diese Skulptur wird bis zum Ende beibehalten; sie läuft also durchaus parallel der Basalseite des Rostrums, und zwar entspricht dem zwischen den beiden Längslinien liegenden mittleren flachen Bogen das kleine. in der Mitte vorspringende Stück des Randes.

Die Unterseite des Rostrums ist ganz flach, ohne irgend eine merkliche Wölbung. Während seine Seitenkanten natürlich mit denen der Oberseite zusammenfallen, hat der Hinterrand einen durchaus verschiedenen Verlauf. Er biegt sich nämlich in großem Bogen nach vorn, also entgegengesetzt wie der Hinterrand der Oberseite, und zwar so stark, daß die Höhe dieses nach hinten offenen Bogens in der Mitte bei 3 ½ cm Gesamtbreite der Unterseite mindestens 2 cm beträgt. Die beiden Hinterecken der Unterseite sind dadurch recht spitzwinkelig. In der Mitte des nach vorn gebogenen Hinterrandes findet sich wieder ein schwacher, lippenartiger Vorsprung nach hinten, ähnlich wie an der entsprechenden Stelle der Oberseite. Die Skulptur besteht an der Spitze, genau wie bei der Oberseite aus feinen, parallelen Längslinien. Späterhin neigen sich die mittleren Streifen einander zu, bilden einen spitzen Winkel und später einen nach hinten offenen steilen Bogen. Dieser wird immer flacher und flacher und erhält schließlich nahe der Ansatzstelle eine leichte mittlere Ausbiegung nach hinten, die wieder zwischen zwei ganz leichten Längslinien liegt, welche sich hier einstellen. An der Ansatzstelle verläuft die Skulptur der Unterseite durchaus parallel dem Rande. Die Streifen der Oberseite setzen sich ohne Unterbrechung auf die Unterseite fort.

Das Mittelstück (Discus) der Dorsalseite ist eine große hochgewölbte, lang ovale, schildförmige Platte, deren Länge in der Mitte von dem Ansatz des Rostrums bis zum freien Austritt des Stachels über 10 cm beträgt, wahrscheinlich aber 12 cm erreichen konnte. Die größte Breite mag etwa 6 ½ cm betragen haben. Der Vorderrand des Stückes schließt sich durchaus dem Hinterrand des Rostrums an. Er beschreibt einen flachen, nach vorn offenen Bogen, dessen Mitte noch eine weitere kleine Rückbiegung im gleichen Sinne zeigt, in welche sich der oben erwähnte kleine zungenartige Vorsprung an der Hinterseite des Rostrums einfügt. Jedoch springt das Mittelstück an den Seiten über das Rostrum hinaus. Die Seitenränder des Discus haben

in der Hauptsache durchaus einfache flache Bogenform, ohne wesentliche Ablenkung bis nahe dem hinteren Ende. Hier sind die Seiten auf einmal leicht nach innen gebogen und springen dann wieder kräftig nach außen. Dieser Einbuchtung entspricht jederseits eine leichte Einsenkung auf dem Schild, die am Rückenstachel entspringt und schräg nach vorn verläuft. Der Hinterrand des Stückes hatte wahrscheinlich Spitzbogenform, leicht ausgeschweift und an der Spitze den Rückenstachel umfassend.

Das Mittelstück zeigt mehrere überaus schwache, verwischte radiale Linien, die etwa an der Ansatzstelle des Stachels entspringen und spitzwinkelig zu einander an beiden Seiten der höchsten Erhebung nach vorn verlaufen. Auf Steinkernen bleiben sie nur selten sichtbar; meist sind sie so schwach, daß sie nur auf der Oberfläche hervortreten und eigentlich nur sichtbar werden durch die ganz leichte Ablenkung, welche die konzentrische Skulptur an ihnen jedesmal erfährt. Diese besteht aus den gleichen überaus feinen Haarlinien, wie sie bei der Beschreibung des Rostrums geschildert wurden. Die Linien laufen durchaus parallel dem Rande des ganzen Schildes; sie sind glatt und zeigen nicht jene Seitenzacken, die RAY LANKESTER abbildet. Ihr Zentrum ließ sich nicht mit Sicherheit feststellen, wahrscheinlich aber lag es nicht in der Mitte des Schildes, sondern weiter nach hinten, in die Nähe des Stachelansatzes gerückt. Der Panzer, der bis $1^1/_2$ mm stark wird, scheint sich nach hinten, nach dem Stachelansatz zu also, noch etwas zu verdicken; auch an den beiden leichten, vom Stachelansatz ausgehenden Einsenkungen ist eine schwache Verstärkung zu konstatieren.

Der Rückenstachel selbst liegt in einer kräftigen Grube des Mittelschildes und wird allseitig von der Panzerschicht des Schildes umfaßt. Diese Grube ist $3-3^1/_2$ cm lang und tief eingesenkt, sodaß sie auf der Innenseite des Panzers als kräftiger Kiel hervortritt. Die Gesamtlänge des Stachels betrug 10 bis 12 cm, wovon 3 auf das Innere des Mittelschildes kommen würden, während er 7—9 cm lang frei hervorragt. Die größte Dicke des Stachels beträgt etwa 7 mm. Der Querschnitt des massiven Stachels ist nicht ein Kreis, sondern der Stachel ist auf der Unterseite abgerundet kielförmig, während die Oberseite gleichmäßig gewölbt ist; gegen das Ende hin nimmt er an Dicke allmählich ab und sein Querschnitt nähert sich immer mehr einem Kreise. Das Ende bildet eine abgerundete Spitze. Die Skulptur besteht auf der ganzen Oberseite aus den feinen Linien, welche die ganze Schale bedecken und parallel laufen, wahrscheinlich bis zum Ansatz des Stachels. Auf den Seiten

des Stachels aber biegen sie sich leicht nach unten um und vereinigen sich auf dem geschilderten Kiel in einem am Ende sehr spitzen, nach der Ansatzstelle zu immer stumpfer werdenden Winkel. Dieser Winkel wird sich beim Austritt des Stachels aus dem Mittelstück wohl vollkommen demjenigen anschließen, den die Spitzbogenendigung des Mittelschildes selbst beschreibt.

Das Bauchschild unterscheidet sich von dem mittleren Rückenschild sofort dadurch, daß es vorne nicht schon in erheblicher Breite beginnt, und vor allem dadurch, daß seine Umrandung keine wesentliche Ablenkung erfährt. Seine vordere Begrenzung ist leider an keinem Stück vollständig erhalten; so kann ich nur sagen, daß die Gesamtform des ovalen Stückes nach vorn sich zuzuspitzen scheint, um in einer breiten Rundung zu endigen, die sich durchaus der hinteren Bucht der Ventralseite des Rostrums anschließen dürfte. Es ist mir leider trotz aller Mühe nicht gelungen, über diesen Punkt Klarheit zu bekommen, sodaß ich über die Stelle, wo wohl die Mundöffnung anzunehmen ist, im Unklaren geblieben bin. In hoher Wölbung und regelmäßig ovaler Begrenzung bildet das Bauchschild im übrigen ein am Ende breit gerundetes Stück ohne Spur einer Ausbuchtung oder gar eines Stachelansatzes am Hinterrand. Einige radiale schwache Linien, ganz ähnlich denen des Rückenschildes aussehend, entspringen etwa in der Mitte der Bauchplatte, verlaufen aber, falls Vorder- und Hinterende dieses Stückes richtig gedeutet sind, gerade umgekehrt, wie die des Dorsalstückes, indem sie nach hinten divergieren. Es wäre dies ein höchst auffallender Charakter, und so ist es wohl denkbar, daß Vorder- und Hinterende der Bauchplatte verwechselt wurden. Darüber können aber nur Exemplare, bei denen alle Panzerstücke sich in situ befinden, Klarheit geben. Im übrigen gleicht die Skulptur durchaus derjenigen der übrigen Panzerstücke.

Daß zwei so verschiedenartig gestaltete Panzerplatten nicht direkt zusammenstoßen können, ist klar. Und es sind auch schon von vielen Autoren Seitenplatten beschrieben worden, die eine Verbindung der beiden darstellen sollen. Meist hat man jederseits zwei derartige Platten angenommen, und auch die neueste Rekonstruktion von Leriche[1]) zeigt je eine vordere Orbitalplatte (die das Sehorgan beherbergen soll) und je ein hinteres schmales Seitenstück. Diese beiden Platten festzustellen, ist mir mit Sicherheit nicht gelungen, besonders kann ich keins der zahlreichen Bruchstücke als Orbitalplatte deuten, während ich ein schmales langes Stück, das unten näher beschrieben ist, als

[1]) a. a. O. S. 169.

Seitenplatte auffassen zu dürfen glaube. Das Stück, welches auf der großen Platte rechts unten liegt, ist leider nur unvollkommen erhalten, indem die ganze mittlere Partie zerbrochen ist. Es ist lang trapezförmig, an dem einen Ende spitzer als am anderen. Die Maße sind: Die parallelen Längskanten 7 und $4^1/_2$ cm, Breite 1 cm, Querseiten 1,8 und 1,2 cm. Die Ecken sind sämtlich leicht gerundet. Von der spitzeren Ecke aus verläuft ein überaus schwacher Kiel nach der Mitte der gegenüberliegenden kurzen Kante. Die Skulptur besteht aus genau denselben haarförmigen Linien, wie die des ganzen Panzers; sie verlaufen den Seiten des spitzen Winkels parallel, den die längste Längskante mit der längsten Querseite einschließt, schließen aber, je weiter sie sich von hier entfernen, einen desto spitzeren Winkel ein. Es ist wohl wahrscheinlich, daß dies Stück als eine der Seitenplatten zu betrachten ist; wie seine Lage war, ist mir unbekannt.

Einen Rekonstruktionsversuch des ganzen Fisches halte ich für gewagt und vor allem für nutzlos, da mir die wichtigen Orbitalplatten fehlen. Einige weitere kleine Panzerstücke sind zu rudimentär, als daß sie eine Beschreibung oder den Versuch, sie zu deuten, lohnen würden.

Dagegen ist von hohem Interesse, daß schuppenartige Körper sich gefunden haben, die wahrscheinlich den Schwanz bedeckten. Ob zwei größere Stücke wirklich als Schuppen zu deuten sind, ist mir nicht sicher geworden. Es sind 2 Rhomben von etwa 6 mm Länge und Breite, die dicht nebeneinander liegen und anscheinend zusammengehört haben, deren Skulptur aber leider nicht gut erhalten ist. Nur so viel läßt sich sagen, daß sie aus feinen konzentrischen Linien bestanden zu haben scheint. Nicht weit davon liegt eine einzelne Platte von 1 cm Länge und etwa 4 mm Breite, am einen Ende zugespitzt, am anderen stark verbreitert, und bedeckt mit den echten Skulpturlinien der Pteraspisplatten, die dem Rand parallel das ganze Stück konzentrisch bedecken. Auch dieses Stück könnte eine Schuppe sein. — Viel wahrscheinlicher aber ist dies von winzigen, polygonalen, dicht aneinander gepreßten Platten, die mir in mehreren größeren Fetzen vorliegen. Es sind langgestreckte, meist sechseckige Plättchen, deren Länge etwa 1 mm, deren Breite aber nur $^1/_5$—$^1/_6$ mm beträgt. Sie sind in der Längsrichtung alternierend angeordnet, während sie in der Quere dicht aneinander gepreßt stehen. Jedoch kommen auch wesentlich kürzere Plättchen vor. Außerdem finden sich stellenweise in Verbindung mit diesen Plättchen größere Stücke, die mit groben, unregelmäßigen Runzelstrichen bedeckt sind.

Ich glaube alle diese meist kleinen Stücke als Reste einer Schuppenbekleidung deuten zu dürfen, die wohl besonders oder vielleicht auch ausschließlich den Schwanz bedeckte.

Diese Schuppen weichen sehr wesentlich ab von denen, die RAY LANKESTER[1]) abgebildet hat. Schon die bedeutende Größe und die regelmäßige Form dieser letzten läßt eine Vergleichung nicht zu. Immerhin aber ist wohl der Gedanke nicht ausgeschlossen, daß der Anfang des Schwanzes mit großen rhombischen Schuppen bedeckt war, während sie nach hinten immer kleiner wurden und die Gestalt annahmen, die oben beschrieben wurde.

Aus der makroskopischen Beschreibung ist leicht zu ersehen, daß *Pteraspis dunensis* sich in seiner allgemeinen Form durchaus den echten *Pteraspis*-Arten anschließt. Er unterscheidet sich schon durch seine schlanke, elegante Form, seine Größe und sein extrem verlängertes Rostrum leicht von den bekannten Arten. Noch mehr tritt seine spezifische Selbständigkeit hervor, wenn man beachtet, mit wie breiter Basis das Rostrum an das Mittelstück anstößt. Bei allen genauer bekannten Arten berühren sich beide Stücke nur an einer verhältnismäßig kurzen Strecke, während sich seitlich die Orbitalplatten spitzwinkelig dazwischenschieben. Dieser Unterschied allein würde genügen, um *Pteraspis dunensis* F. ROEM. sp. eine spezifische Selbständigkeit zu sichern. Die ganze Literatur über unsere Art, deren Ventralplatte von ROEMER zuerst für den Schulp eines nackten Cephalopoden unter dem Namen *Palaeoteuthis* (dann *Archaeoteuthis*) beschrieben wurde, bis HUXLEY das zweite Eifeler Stück in die Hand bekam und sofort als zu *Pteraspis* gehörig erkannte, möchte ich nicht nochmals durchsprechen. Das ZITTELsche Handbuch[2]) gibt alle wichtige ältere Literatur an. Auch der langjährige Streit, ob *Pteraspis* und *Scaphaspis* als verschiedene Genera oder als zusammengehörige Dorsal- und Ventralseiten aufzufassen seien, ist wohl durch die Arbeiten von KUNTH, FR SCHMIDT und AL. ALTH[3]) als zugunsten der letzten Ansicht entschieden anzusehen.

Schwieriger ist die Stellung der Pteraspiden im zoologischen System. Ich bemerke zunächst, daß die flachen Eindrücke von 6 Visceralbögen, die JAEKEL[4]) beobachtet hat, an meinem Material nicht erhalten sind. Ebensowenig habe ich das unpaare Scheitelloch feststellen können, das von mehreren Autoren am hinteren Ende des Rostrums gesehen wurde. Jedoch vermute ich, daß

---

[1]) Pal. Soc. 1868, t. V, f. 1, 3, 5, 8.
[2]) 8. S. 144.
[3]) ZITTEL a. a. O. S. 144 u. 145.
[4]) Sitz.-Ber. Ges. naturf. Fr. Berlin, No. 5, 1902, S. 104.

dies an der Stelle sich befindet, wo der schmale, zungenartige Vorsprung des Rostrums nach hinten in das dorsale Mittelschild eingreift, sodaß also, wie JAEKEL meint, das Scheitelloch von einer dünnen Schicht des Hautskelets überdeckt wurde. Die vermeintliche Auffindung von paarigen Flossen durch CLAYPOLE[1]) ist durch nichts bestätigt worden, und JAEKEL[2]) sowohl wie BASHFORD DEAN[3]) und TRAQUAIR[4]) haben mit vollem Recht ausgesprochen, daß die beobachteten vermeintlichen Flossen wohl nicht als solche aufzufassen sind.

Daß die Pteraspiden als eine besondere Ordnung aufzufassen sind, wie dies besonders durch ZITTEL geschah, halte ich für richtig. Das Hautskelet weist mit keiner bekannten Gattung größere Analogien auf, sodaß eine nähere Verwandtschaft einstweilen wohl nirgends zu konstatieren ist. TRAQUAIR[5]) glaubte eine solche mit *Drepanaspis* annehmen zu sollen. Obwohl die Lage der Platten eine gewisse Ähnlichkeit nicht verkennen läßt, vermag ich doch nicht mich mit diesem Gedanken zu befreunden. Die Einschaltung zahlreicher polygonaler Platten auf der Dorsal- und Ventralseite, die gänzlich abweichende Skulptur und viele andere Unterschiede sind m. E. zu einschneidender Natur, als daß sie eine nähere Verwandtschaft zulassen könnten.

Es ist daher sehr erfreulich, daß die mikroskopische Untersuchung des Panzers erlaubt, den ganz sicheren Schluß zu ziehen, daß *Pteraspis* mit echten Ganoiden, wie *Osteolepis*, *Glyptolepis* etc. verwandtschaftliche Beziehungen besitzt. Dies war schon durch die Beschreibungen wahrscheinlich geworden, welche von englischen (HUXLEY, LANKESTER), podolischen (besonders ALTH) und russischen (PANDER, SCHMIDT, ROHON) Exemplaren bekannt wurden und die neuerdings LERICHE bestätigen konnte. Auch mein Material gestattete die Anfertigung einer Anzahl von Dünnschliffen, deren Untersuchung eine noch nähere Verwandtschaft der Pteraspiden mit den genannten Ganoidfischen beweist, als sie bisher angenommen werden konnte.

Schon unter der Lupe erkennt man deutlich, daß das Hautskelet in drei Lagen zerfällt, eine innere, die aus zahlreichen feinen horizontalen Schichten zu bestehen scheint, eine mittlere, die einen löcherig-porösen Eindruck macht, und eine äußere, wesentlich glatte Deckschicht, welche die Skulptur der Oberfläche trägt (Taf. XX, Fig. 1). Die innere Schicht, die man mit

---

[1]) Quart. Journ. Geol. Soc. 1892, **48**. S. 560 etc.
[2]) N. Jahrb. f. Min. 1894, **2**. S. 466.
[3]) Fishes, Living and fossil, S. 71.
[4]) Transact. Roy. Soc. Edinburgh, **39**. S. 858.
[5]) Ebenda **39**. S. 825 ff., **40**. S. 731.

Pander und Zittel als Isopedinschicht bezeichnen kann. nimmt stellenweise die halbe Dicke des Hautskelets ein, bleibt aber meist dünner und geht selten über $^{1}/_{3}$ der Gesamtdicke hinaus. Bei stärkerer Vergrößerung erkennt man nun sehr bald. daß die horizontale Schichtung dadurch hervorgebracht wird, daß in einer homogenen Grundmasse sich Knochenkörperchen in großer Masse und parallelen Lagen finden. Sie sind auch im Dünnschliff schwarz und heben sich so von der bräunlich bis gelblich aussehenden Substanz scharf ab. Da natürlich der Schliff immer nur einen Teil des Knochenkörperchens trifft, so ist eine bildliche Darstellung sehr schwer, wenn man sie nicht so schematisch gestalten will, wie dies Pander getan hat. Jedenfalls ist die Existenz der Knochenkörperchen in dieser Isopedinschicht mit Sicherheit nachgewiesen, und ich glaube, die Photographie Taf. XXI, Fig. 2 gibt ein ungefähres Bild dessen. was unter dem Mikroskop viel deutlicher erscheint, weil durch ein vertikales Verschieben des Objekts der Zusammenhang der Körperchen viel klarer hervortritt. Die Knochenkörperchen sind in genau der gleichen Weise aneinander gereiht, wie dies bei *Osteolepis* in der Isopedinschicht der Fall ist. Sie sind teils lang gezogen, teils kurz, je nach ihrer Orientierung zur Schlifffläche, und manche treten sogar nur als ein Haufwerk von winzigen Punkten hervor. Es ist zu betonen, daß die Isopedinschicht nicht etwa aus Lamellen sich aufbaut, wie dies nach Ray Lankesters Abbildung scheinen möchte, welche auch von Zittel reproduziert wurde.

Die darüber folgende mittlere Schicht hat den bekannten grobzelligen Charakter, der schon von zahlreichen Autoren abgebildet wurde. Aber es sind nicht etwa prismatische Hohlräume, wie Huxley annahm und dies mehrfach bestätigt wurde. sondern es ist ein Haufwerk aus weiten Kanälen, die alle miteinander unregelmäßig verbunden sind, die auf der Isopedinschicht mit weiter Mündung beginnen und sich nach oben verästeln und verengen. Die Zwischenmasse ist ziemlich homogen; sie enthält zwar auch dunklere und hellere Partien, jedoch waren zweifellose Knochenkörperchen nicht zu erkennen. Diese Schicht entspricht nach ihrem ganzen Habitus durchaus der mittleren sog. Knochenschicht mit den Haversischen Kanälen bei den echten Ganoidfischen, und ich stehe nicht an, die vielen Hohlräume direkt als Haversische Kanäle zu bezeichnen. Die mittlere Lage ist gegen die darunterliegende Isopedinschicht scharf abgesetzt; keiner der Kanäle besitzt eine Fortsetzung nach unten. Im Abdruck ergeben die Mündungen der Kanäle. resp. die dünnen Wandungen dazwischen die bekannten, unregel-

mäßigen aneinandergedrängten Prismen, die schon vor langer Zeit beschrieben wurden.

Zwischen der mittleren und äußeren Schicht (Taf. XX, Fig. 1) des Hautskelets ist eine scharfe Grenze nicht vorhanden. Die Haversischen Kanäle münden nach oben hin in ein Haufwerk von immer dünner werdenden Röhren, die den ganzen inneren Teil der äußeren Schicht durchsetzen. Die feinen Linien, die auf der Oberfläche des Panzers verlaufen, sind die Mündungen von feinen, längs der Oberfläche verlaufenden, sich nach oben verengenden Kanälen von birnförmigem Querschnitt. Die Ausläufer der Haversischen Kanäle münden z. T. in diese feinen Längsröhren ein; man kann dies auf den Schliffen an mehreren Stellen ganz deutlich sehen. Der zwischen den Längsröhrchen gelegene Teil ist an seiner Oberfläche von einer deutlichen Schmelzschicht bedeckt, in welche zahlreiche feine Dentinröhrchen münden. Daß die äußerste, unter dem Mikroskop homogene Schicht wirklich Schmelz und nicht die schmelzartige Substanz ist, die bei den Cephalaspiden und anderen Formen diesen vertritt, geht m. E. schon aus der überraschend großen Ähnlichkeit hervor, welche zwischen den Schnitten durch den Pteraspidenpanzer und die Schuppen beispielsweise von *Osteolepis* vorhanden ist. Der Schmelz ist nur selten erhalten und zwar nur da, wo dichtes Gestein das Hautskelet vor der angreifenden Wirkung der Atmosphärilien bewahrte. Lag der Panzer längere Zeit frei, so ist der Schmelz stets zerstört, und so ist es zu erklären, daß sein Vorhandensein früheren Bearbeitern entgangen ist. Die darunterliegende, von Dentinröhrchen dicht durchwebte Schicht ist etwas dicker als der eigentliche Schmelz, man kann häufig feine Verzweigungen der feinen Röhrchen beobachten. In den unter dieser Schicht liegenden Hauptteil der äußersten Lage münden die Endigungen der Haversischen Kanäle in großer Zahl ein.

Schmidt glaubte, in der äußeren, direkt unter dem Schmelz liegenden Schicht Knochenkörperchen nachweisen zu können. Dies beruht, wie ich durch mehrere Schliffe (Taf. XXI, Fig. 1) feststellen konnte, auf einem Irrtum. Die zahlreichen, recht großen, zwischen den Kanälen der Oberfläche liegenden verästelten dunklen Körperchen sind nichts als Querschnitte durch die Endigungen und Verzweigungen der Dentinröhrchen. Für Knochenkörperchen sind sie viel zu groß.

Es ist durch die vorhergegangene Beschreibung wahrscheinlich geworden, daß die Gattung *Pteraspis* sich nur wenig an die Cephalaspiden und Placodermen anschließt, daß sie vielmehr deutliche verwandtschaftliche Beziehungen zu den echten Ganoiden und darunter besonders zu *Osteolepis* aufweist. Näher möchte

ich mich nicht über diese Frage aussprechen, denn dazu sind wir einmal über den Gesamtbau von *Pteraspis* zu wenig unterrichtet, andererseits aber ist der Abstand der beiden genannten Gattungen auch ein zu großer, um eine direkte Abstammung annehmen zu können.

Schnitte durch den Rückenstachel zeigen, daß derselbe aus Knochensubstanz besteht. Er ist von zahlreichen unregelmäßigen Längskanälen durchzogen, die untereinander unregelmäßig verbunden sind. Seine Oberfläche war ebenfalls von der Schmelzschicht überzogen, wie dies bei dem ganzen Panzer der Fall ist. Den gleichen inneren Bau lassen Querschliffe durch das Rostrum (Taf. XX, Fig. 2, 3) deutlich erkennen. Auch hier wird das Innere von der Knochenschicht gebildet; außen findet sich genau die gleiche, von Längskanälen durchzogene Oberflächenschicht. Die Isopedinschicht hatte an der Zusammensetzung des vorderen massiven Teiles des Rostrums ebensowenig Anteil, wie an dem Aufbau des Rückenstachels. Daß ich zu der detaillierten Zeichnung (Taf. XX, Fig. 3) eines Schnittes durch die Oberfläche gerade einen solchen durch das Rostrum gewählt habe, liegt einzig und allein daran, daß bei diesem die Oberfläche noch im Gestein verborgen und deshalb vorzüglich erhalten war.

An der Hand der neuerdings sich stark vermehrenden Funde von *Pteraspis* in echt marinen altunterdevonischen Schichten (Belgien, Frankreich, Deutschland, England [1]) dürfte auch die Frage der Natur der Oldredfacies eine Förderung erfahren. Daß der Oldredsandstein keine marine Ablagerung ist, steht seit längerer Zeit fest; man nahm vielmehr an, daß auf einem gewaltigen nordischen Festland starke Ströme ihr Material in großen Binnenseen ablagerten, in denen die eigenartige Tierwelt des Oldred lebte. Als nur vereinzelte Funde von Oldred-Fischen im marinen Devon bekannt waren, da war man geneigt, von einer „Verschleppung" zu sprechen. Davon kann eigentlich nicht mehr die Rede sein, seitdem an so vielen Punkten Pteraspiden mit echten Meeresformen zusammen bekannt geworden sind. Auch die Süßwassernatur der Oldredseen erleidet einen harten Stoß. Vielleicht ist die Annahme gerechtfertigt, daß die Heimat der Pteraspiden das Obersilurmeer Nordwesteuropas war, daß sie im südlicheren Unterdevonmeer ruhig fortlebten, während sie in den gewaltigen, vom Meere sich durch eine Hebung des Nordkontinentes abtrennenden Salzseen ebenso zusagende Lebensbedingungen fanden. Inwiefern die Annahme eines Wüsten-

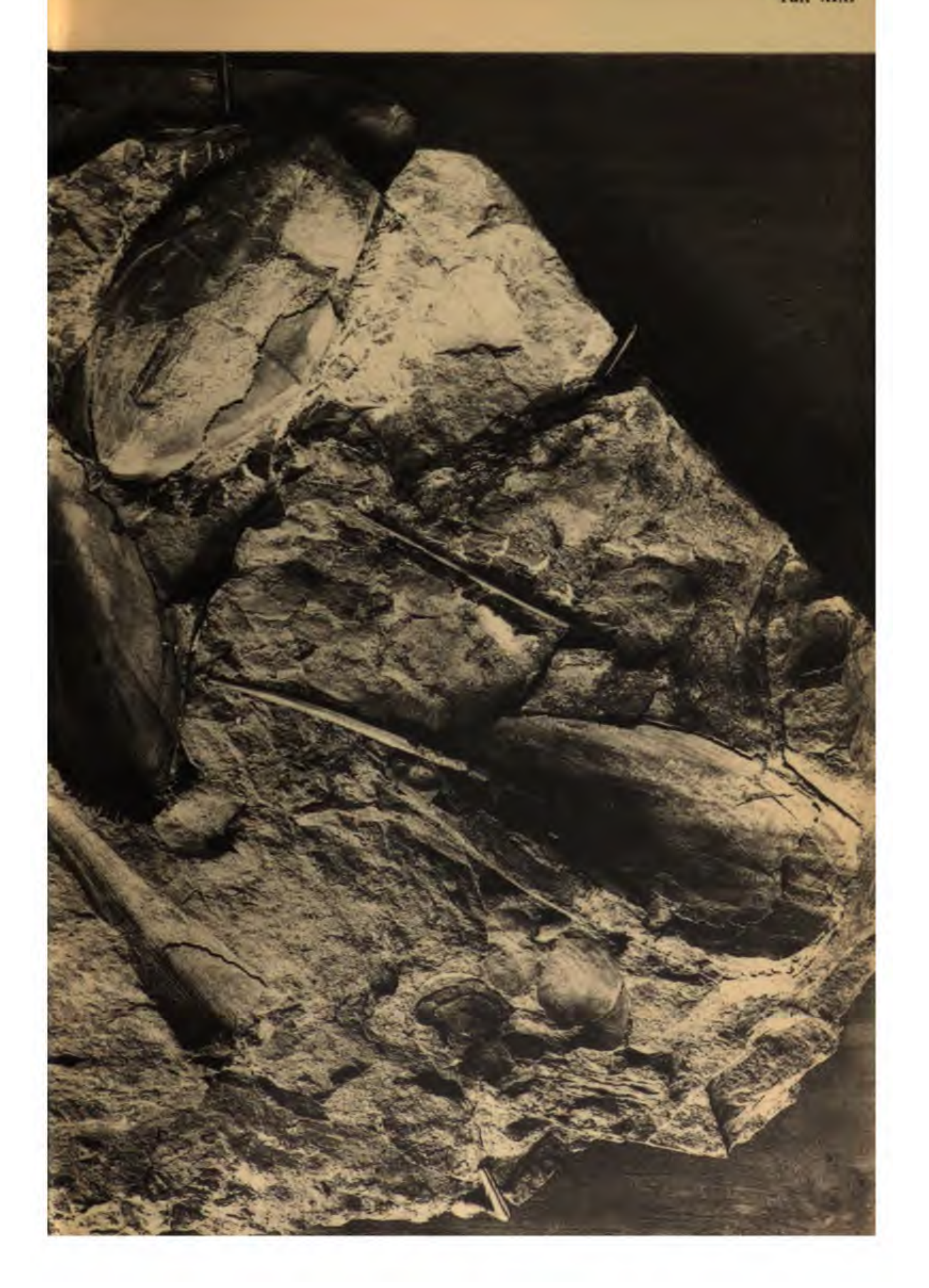
[1] H. WOODWARD, Geol. Mag. (4), **10**. 1903, S. 31.

Erklärung der Tafel XIX.

Photographie der Gesteinsplatte mit Resten von *Pteraspis dunensis* F. ROEM. sp. Hamm a. Sieg. Verkl. etwa um die Hälfte.

Das Original befindet sich im geologischen Institut der Universität Marburg a. L.









Erklärung der Tafel XX.

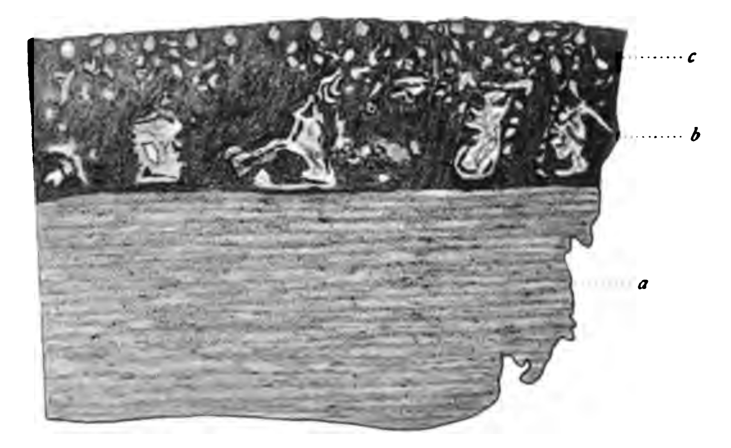
Fig. 1. Vertikalschnitt durch den Panzer von *Pteraspis dunensis* F. Roem. sp. Vergr. 1 : 175.

a) Isopedinschicht; b) Knochenschicht mit Haversischen Kanälen; c) Oberflächenschicht (der Schmelz ist durch die Einwirkung der Atmosphärilien zerstört).

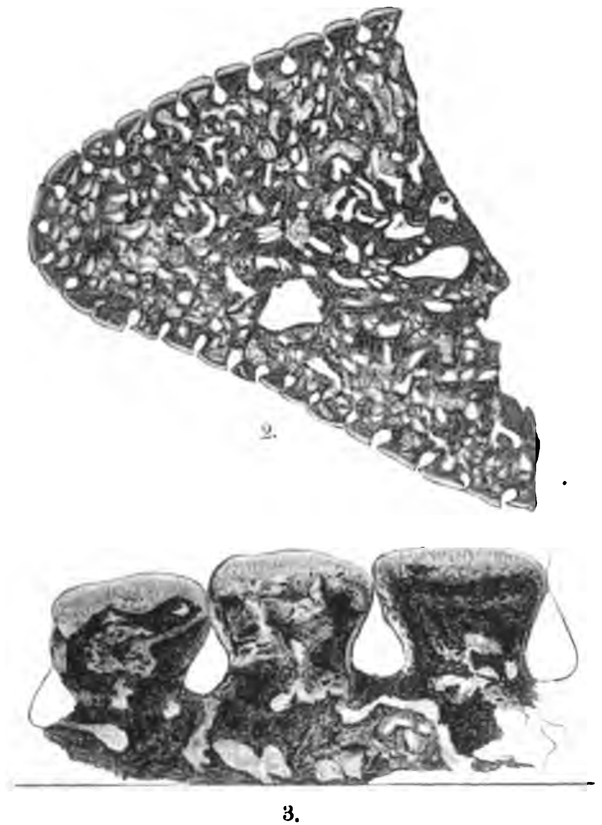
Fig. 2. Vertikalschnitt durch einen Teil des Rostrums Der Schmelz ist erhalten. Vergr. 1 : 175.

Fig. 3. Ein Teil des Schnittes Fig. 2. unter Vergr. 1 : 700. Man sieht den Schmelz und die Dentinröhrchen sehr deutlich.

Sämtliche Originale befinden sich im geologischen Institut der Universität Marburg a. L.



1.



3.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co.

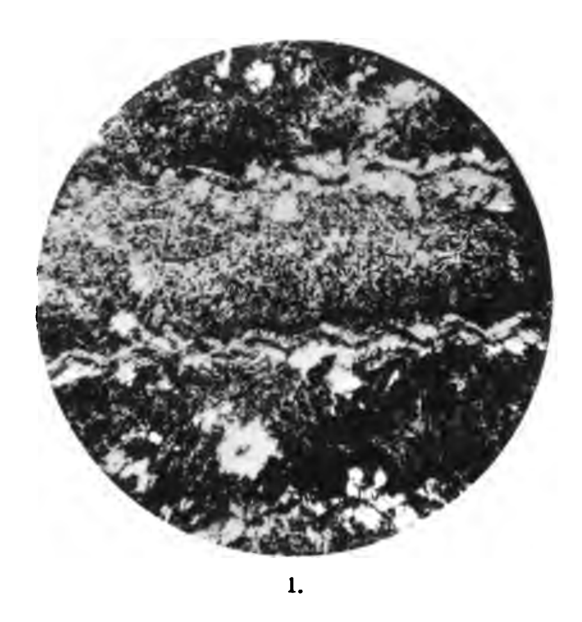


Erklärung der Tafel XXI.

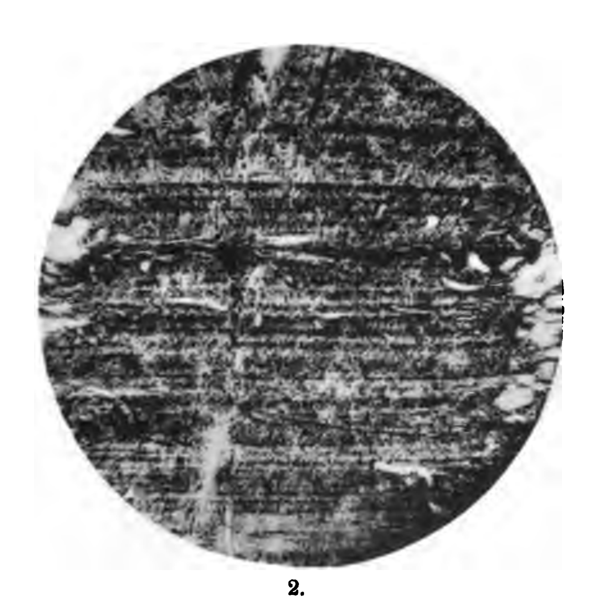
Fig. 1. Horizontalschnitt durch die Oberflächenschicht des Panzers. Man sieht die Längskanäle der Oberfläche (der Zickzackverlauf kommt daher, daß die Wandungen des Kanales mit angeschnitten sind) und zwischen ihnen die Endigungen der Dentinröhrchen Vergr. 1 : 700.

Fig. 2. Vertikalschnitt durch die Isopedinschicht. Man sieht die in horizontalen Lagen angeordneten Knochenkörperchen. Vergr. 1 : 1080.

Die Originale befinden sich im geologischen Institut der Universität Marburg a. L.



1.



2.

Dr. C. Tönniges phot.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.



klimas auf diesen Nordkontinent Geltung hatte, ist noch nicht genügend bekannt; jedenfalls spricht das Vorkommen eines echten Lungenfisches und die petrographische Natur des Oldred durchaus für diese Ansicht.

Es ist zu hoffen, daß weitere glückliche Funde uns bald mehr Aufklärung schaffen über die Natur dieser uralten marinen Fische, deren genaue Kenntnis Vorbedingung ist für Spekulationen über die Abstammung des Vertebratenstammes überhaupt, für die uns einstweilen jegliche Anhaltspunkte fehlen.

Für die Ausführung der beigegebenen Mikrophotographien bin ich Herrn Dr. Tönniges, 1. Assistenten am hiesigen zoologischen Institut, sehr zu Dank verpflichtet, für das Bild der ganzen Platte Herrn Privatdozenten Dr. A. Schwantke. Die Zeichnungen habe ich selbst im hiesigen zoologischen Institut mit dem Abbeschen Zeichenprisma ausgeführt, da sich diese Schliffe wegen der Brüchigkeit des Materials nicht dünn genug herstellen ließen, um eine Photographie zu ermöglichen. Ich bemerke ausdrücklich, daß ich mit Absicht nicht schematisiert habe, um ein möglichst naturgetreues Bild zu liefern.

12. Diluviale Wirbeltier-Reste aus einer Schlote des Seveckenberges bei Quedlinburg.

Von Herrn A. NEHRING in Berlin †.

Hierzu Taf. XXII.

Die nachfolgend besprochenen diluvialen Wirbeltier-Reste sind von Herrn Rektor Dr. LAMPE zu Quedlinburg in der Ausfüllungsmasse einer sog. Schlote des Seveckenberges bei Quedlinburg während des Herbstes 1903 und bei verschiedenen Durchsuchungen des betr. Ablagerungsmaterials im Winter 1903—4 gesammelt worden. Anfangs hatte auch Herr Cand. rer. nat. BRANDES von der paläontologischen Abteilung des hiesigen Museums für Naturkunde einen gewissen Anteil an der Sache.

Der Seveckenberg und seine diluvialen Spaltausfüllungen sind einst von GIEBEL genauer beschrieben worden, namentlich im Jahresbericht des Naturwissenschaftl. Vereins in Halle.[1] Danach ist jener Berg etwa 700 Fuß hoch, langgestreckt, „mit flachwelliger Oberfläche, am nördlichen Abfalle aus steil aufgerichteten Schichten des Muschelkalks, am südlichen aus bunten Mergeln des Keupers bestehend, und beide durch eine den Kamm bildende stockförmige Gipsmasse getrennt". Dieser Gipsstock, der einst durch viele Steinbrüche aufgeschlossen wurde, hat eine durch hervorragende Zacken, aufliegende Bänke und tief eindringende Klüfte sehr unregelmäßige Oberfläche. Die oben erwähnte Schlote, der Fundort der LAMPEschen Fossilien, hatte die Form eines im allgemeinen aufrecht verlaufenden Schornsteins. Die Ausfüllungsmasse bestand aus einem grauen, kalkreichen Mergel, welcher nicht selten kleine, eckige Steine aus der unmittelbaren Nachbarschaft enthielt. Ich selbst konnte Proben dieses Mergels, welche an den fossilen Knochen hafteten, beobachten.

Die horizontale Aufeinanderfolge der unten beschriebenen Species konnte leider nicht sicher beobachtet werden. In der Hauptsache handelt es sich aber um eine Steppenfauna von dem Charakter der heute in Ostrußland und Südwest-Sibirien lebenden. In diese mischen sich manche arktische Vertreter

[1]) 3. Jahrg., 1850, erschienen Berlin 1851, S. 15 ff.

Erklärung der Tafel XXII.

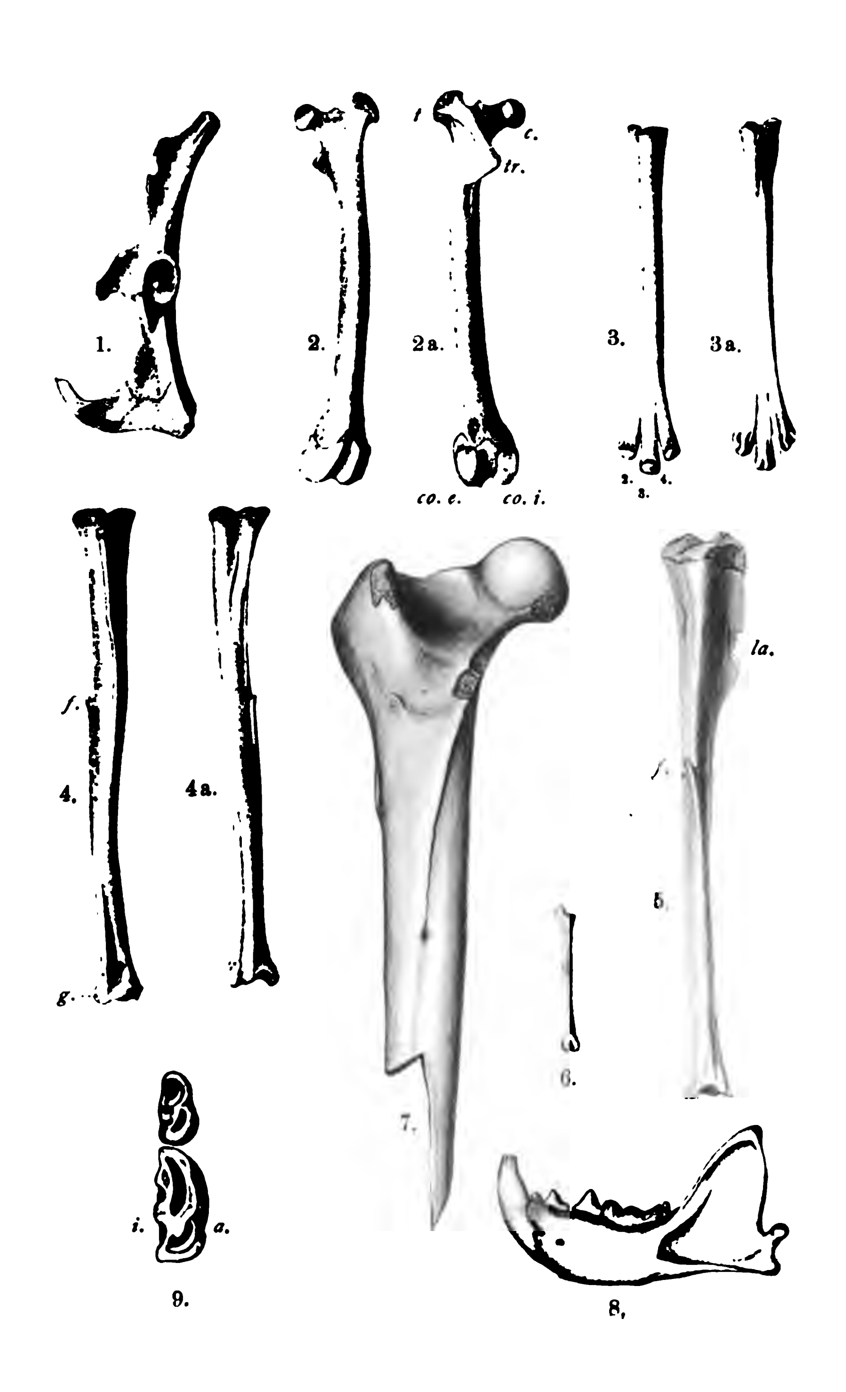
Diluviale Wirbeltier-Reste
aus einer Schlote des Seveckenberges bei Quedlinburg.

Von Dr. LAMPE ausgegraben 1903/04.

Fig. 1—6. Knochen von *Alactaga saliens foss.* NHRG. (Nach dem N. Jahrb. f. Mineral. 1898. Teilweise verbessert)
- Fig. 1. Beckenhälfte.
- „ 2 u. 2a. Femur, restauriert.
- „ 3 u. 3a. Hauptmetatarsus, restauriert.
- „ 4 u. 4a. Tibia ohne obere Epiphyse.
- „ 5. Tibia mit oberer Epiphyse.
- „ 6. Metatarsus der innern Afterzehe.

„ 7. Linker Oberschenkel eines Schakals.
„ 8. „ Unterkiefer von *Foetorius Eversmanni* ad., Außenseite.
„ 9. Die 2 vorderen Milchbackenzähne eines rechten Unterkiefers von *Cervus tarandus:* i Innenseite, a Außenseite des zweiten Zahnes.

Alle Figuren in natürlicher Größe.



Lichtdruck der Hofkunstanstalt von M.



hinein, hauptsächlich das Renntier, grade so, wie in den von mir einst beschriebenen Ablagerungen der Gipsbrüche des benachbarten Westeregeln.

Besonders interessant erscheint noch der Umstand, daß mehrere Objekte gefunden wurden (drei liegen mir vor), welche offenbar von Menschenhand bearbeitet sind. Die mir vorliegenden sind: ein flaches, unvollständiges Feuersteinmesser und zwei Knochen, unter denen besonders der zugespitzte, mittlere Teil eines *Equus*-Unterarms (Radius und Ulna) bemerkenswert erscheint. Es sollen auch noch einige andere ähnliche Objekte gefunden sein.[1]

Die nachfolgend beschriebenen Species beginnen mit den besonders wichtigen Nagern.

Alactaga saliens foss. Nhrg.
Taf. XXII Fig. 1—6.

Von diesem charakteristischen Steppen-Nager, dessen Osteologie ich im Neuen Jahrb. f. Mineral.[2]) ausführlich beschrieben habe, liegen mir aus den Lampeschen Funden eine Anzahl der hinteren Extremitätenknochen vor. Es sind 7 Tibien, z. T. vollständig erhalten, 2 Femora, 4 Beckenhälften, 4 Hauptmetatarsi, 1 Metatarsus einer Afterzehe; außerdem der vorderste eines rechten Unterkiefers.

Die 7 Tibien (4 linke, 3 rechte) gehören durchweg erwachsenen Tieren an, doch fehlt einigen die spät verwachsende, obere Epiphyse. Unter den letzteren ist ein auffallend starkes Exemplar von 74 mm Länge; ein anderes mißt nur 70 mm. Ein drittes, mit oberer Epiphyse mißt 71,5 mm.

Hinsichtlich der Form und Größe stimmen diese Tibien ganz mit den von mir[3]) beschriebenen und Taf. II, Fig. 5, 6, 6a, 6b, 7a und 7b abgebildeten Exemplaren, die ich bei Westeregeln ausgegraben habe, überein.[4])

Merkwürdigerweise hat Herr Dr. Lampe nur 2 *Alactaga*-Femora gefunden, 1 ad. und 1 jun., während ich bei Westeregeln 31 Exemplare dieses Knochens (neben 20 Tibiae) sammeln konnte. Den beiden Exemplaren vom Seveckenberge fehlt der untere Gelenkteil; sie entsprechen übrigens meinen Abbildungen[5]).

Sehr charakteristisch ist für die Springmäuse bekanntlich der von mir als „Hauptmetatarsus" bezeichnete, an den Tarso-

---

[1]) Die Einleitung beschränkt sich auf das Notwendigste, da der Verf. nicht wohl ist.

[2]) 1898, 2. S. 1—38 nebst t. I u. II.

[3]) a. a. O.

[4]) Vergl. auch unsere f. 1 u. 2.

[5]) a. a. O. t. II, f. 2, 2a u. 3.

Metatarsus der Vögel erinnernde Hüftknochen, welcher aus der Verwachsung von Metatarsus 2, 3 und 4 hervorgeht.[1]) Herr Dr. LAMPE fand 4 Exemplare, alle lädiert, doch sicher bestimmbar; das eine Exemplar fast vollständig.

Von den stark verkümmerten Metatarsen der Afterzehen[2]) liegt nur ein lädiertes Exemplar vor.

Das *Alactaga*-Becken ist durch 4 Hälften vertreten, von denen eine ziemlich vollständig erhalten ist.[3])

Über das oben erwähnte Unterkiefer-Fragment ist nichts Besonderes zu sagen, da es nur den vordersten Teil des Kiefers (vor den Molaren) bildet.

Bisher war vom Seveckenberge an *Alactaga*-Resten nur ein mangelhaft erhaltenes, juveniles Femur bekannt, das ich zuerst 1880 als solches im Paläontol. Museum der hiesigen Universität erkannt habe.[4]) Um so bemerkenswerter erscheinen die neuen Funde.

Spermophilus rufescens KEYS. u. BLAS.

Diese interessante Ziesel-Art, welche zuerst 1847 vom Seveckenberge in einer Unterkieferhälfte als „*Sciurus priscus*" durch GIEBEL beschrieben, später 1856 durch Dr. HENSEL als zu *Spermophilus* gehörig nachgewiesen wurde, ist unter den LAMPEschen Funden relativ zahlreich vertreten. Vor mir liegen: der mittlere Teil eines Oberschädels mit den beiden Backenzahnreihen, ein zugehöriger rechter Unterkiefer mit allen 4 Backenzähnen, ferner 6 andere, rechte Unterkiefer (meist lädiert, aber sicher bestimmbar), 4 linke Humeri (läd.), 3 rechte und 3 linke Ulnae, 2 Radii, 6 linke und 5 rechte Beckenhälften, 7 rechte und 3 linke Femora, 4 linke Tibiae. Hiernach sind 7 Exemplare (teils ad., teils jun.) sicher nachweisbar.

Ist dieses Material auch nicht so reichhaltig, wie das von mir bei Westeregeln ausgegrabene oder dasjenige, welches ich von Aussig und Türmitz in Nordböhmen durch Herrn F. SEEHARS für unsere Sammlung erworben habe, so ist es doch relativ reichhaltig.

Daß es sich um die über mittelgroße Ziesel-Art handelt, welche von mir zunächst als *Sp. altaicus foss.* beschrieben, später von meinem Freunde WILH. BLASIUS mit *Sp. rufescens* KEYS. u. BLAS. identifiziert worden ist, ergibt sich teils aus den Form-, teils aus den Größenverhältnissen. Die Superciliar-

---

[1]) Siehe a. a. O. t. II, f. 8, 8a u. 8b.
[2]) a. a. O. t. II, f. 10, 11 u. 11a.
[3]) Vergl. a. a. O. t. II, f. 1.
[4]) Vergl. Diese Zeitschr. 1880 S. 475.

ränder treten bei erwachsenen Schädeln wulstig hervor, oder umgekehrt ausgedrückt: die Mitte der Stirnbeine erscheint vertieft gegenüber den oberen Augenhöhlenrändern. Dieses zeigt sich auch deutlich an dem vorliegenden Schädel vom Seveckenberge. Ebenso harmonieren die Form und die Größe der Backenzähne mit der oben bezeichneten Art.[1]) Der Prämolar des Unterkiefers ist dreiwurzelig; der vordere Prämolar des Oberkiefers ist relativ stark entwickelt und steht auffallend senkrecht, im Vergleich zu *Spermophilus citillus*.

Dimensionen: Länge der oberen Backenzahnreihe 11,5, der unteren 10,3, des oberen Diastema 13,9, Breite des Gaumens zwischen den vorderen Prämolaren 9, zwischen den letzten Molaren 6,9, geringste Interorbitalbreite 10, senkrechte Höhe vom Gaumen bis zur Mitte der Stirn 17,5 mm.

Da auch der rechte Zwischenkiefer erhalten ist, kann man auch die relativ kurze, seitlich geschweifte, nach vorn deutlich verbreiterte Form der Nasalia erkennen.[2]) — Die erhaltenen Teile des Quedlinburger Oberschädels lassen auf eine Basilarlänge von ca. 44 mm schließen. Unsere 3 vollständigen fossilen Spermophilus-Schädel von Aussig zeigen eine Basilarlänge von 44—46 mm, unsere 4 recenten Schädel des *Sp. rufescens* eine solche von 44,5—46,5 mm. — *Sp. citillus* bleibt hinter diesen Dimensionen wesentlich zurück.

Unter den vereinzelten Unterkiefern vom Seveckenberge zeigt einer eine „Condylarlänge" von 32, eine Backenzahnreihe von 10,8 mm.

Unter den Extremitätenknochen sind nur wenige, welche eine vollständige Messung gestatten; doch sieht man an den erwachsenen Stücken deutlich, daß die erhaltenen Teile in ihren Dimensionen den betreffenden Skeletteilen von *Sp. rufescens* nahe stehen.

So z. B. zeigt eine fossile Beckenhälfte, welche annähernd ausgewachsen ist, eine Hüft-Sitzbein-Länge von 42,2, unser recentes Exemplar des *Sp. rufescens* aus Kasan von 42,5 mm; dagegen bei *Sp. citillus* ad. nur ca. 34 mm. — Ein fossiles Femur vom Seveckenberge, dem noch die untere (unverwachsene) Epiphyse fehlt, mißt in der Länge 40,3 mm, bei einer oberen queren Breite von 10. Einige ältere fossile Femora haben eine obere quere Breite von 11. Eine vollständige fossile Tibia, deren obere Epiphyse aber noch nicht völlig verwachsen ist, zeigt eine

[1]) Siehe meine Abbildungen in d. Zeitschr. f. d. ges. Naturw., 1876, 48. t. II, f 1 u. 2.

[2]) Vergl. meine f. 1a a. a. O.

Länge von 41, eine obere quere Breite von 8,2 mm.[1])

Eine fossile Ulna vom Seveckenberge (ohne unt. Epiphyx) mißt 38,5 mm.

Hystrix sp. (*hirsutirostris* Brdt?)

Eine Stachelschwein-Spezies ist durch den oberen Teil eines juvenilen Femurs angedeutet. Derselbe hat eine quere obere Breite von 23 mm, ohne Epiphysen. Trotz eifrigsten Nachsuchens hat Herr Dr. Lampe von dieser interessanten Art nichts weiter finden können. Immerhin ist schon diese schwache Andeutung von wesentlichem Interesse.

Unsere Sammlung besitzt einen Unterkiefer (mit allen 4 Backzähnen), ein größeres Oberkiefer-Stück (mit dem Prämolar) und 3 Nagezähne des diluvialen Stachelschweins, welche Herr Rück im Dürr-Loch bei Regenstauf (bayr. Oberpfalz) ausgegraben hat. Ich selbst besitze eine vollständige, erwachsene Ulna aus der Hoeschs Höhle in bayr. Oberfranken.

Lagomys sp. (*pusillus* Pall.?)

Eine kleine Pfeifhasen-Spezies ist durch den mittleren (charakteristischen) Teil einer Backenhälfte angedeutet. Bei Westeregeln fand ich den ganzen Oberschädel, 1 Unterkiefer, 1 Beckenhälfte, 1 Femur und 1 Tibia eines ausgewachsenen Exemplars von *Lagomys pusillus* (jetzt in der hiesigen Geolog. Landesanstalt). Ich schließe aus diesem Vorkommen bei Westeregeln und dem Hauptcharakter der vorliegenden Fauna, daß die erst erwähnte Beckenhälfte von *L. pusillus* herrührt.

Lepus sp. (*timidus* aut.?)

Eine Hasen-Spezies ist durch einen Radius, dessen oberes Drittel fehlt, 2 Calcanei und 3 Metatarsi angedeutet.

Cricetus vulgaris Leske.

Vom gemeinen Hamster liegt mir nur ein Occiput vor; sein Fossilitätszustand läßt es etwas jünger als die oben erwähnten Objekte erscheinen.

Arvicola (Microtus) gregalis Pall.

Die von mir vielfach aus mitteleuropäischen Diluvialablagerungen nachgewiesene, sibirische Zwiebelmaus ist unter den Lampeschen Funden nur durch eine rechte Oberkieferhälfte, enthaltend m 1 und m 2, vertreten. Ob von den Extremitäten-Knochen einige hierher gehören, ist schwer zu sagen.

---

[1]) Vergl. meine Messungstabelle in der Giebelschen Zeitschr., 1876, 2. S. 219.

Myodes (Cuniculus) torquatus PALL.

Diese interessante Lemmings-Spezies, welche zuerst 1885 vom Seveckenberge zusammen mit der folgenden Art, im fossilen Zustande durch REINH. HENSEL exakt nachgewiesen und 1875 durch mich und andere Forscher an vielen mitteleuropäischen Fundorten durch guterhaltene Fossilreste festgestellt ist, wird unter den LAMPEschen Funden durch eine (l.) Unterkieferhälfte (enth. m 1 und m 2) und durch eine Ulna vertreten. Die Ulna des Halsband-Lemmings ist leicht erkennbar, wenn man, wie ich, ein zerlegtes Skelet zur Vergleichung hat; sie hat eine gewisse Ähnlichkeit mit der Hamster-Ulna.

Myodes obensis PALL. (*M. lemmus* HENSEL).

Von dieser Art, welche ich bei Thiede so zahlreich gefunden habe, liegt mir vom Seveckenberge eine (l.) Unterkieferhälfte vor, enthaltend m 1 und m 2. — Ich nenne diese Art *M. obensis* (nicht *M. lemmus!*), weil jener Lemming neben *M. torquatus* vorkommt, z. B. auf Novaja Semlja und in Nordsibirien, was bei *M. lemmus* nicht der Fall ist.

Im Bau des Schädels, des Gebisses und der Extremitätenknochen sind *M. obensis* und *M. lemmus* kaum zu unterscheiden, insbesondere wenn es sich um vereinzelte Fossilreste handelt. — Ich bemerke, daß ich zu meinem früheren Material kürzlich mehrere schöne Exemplare (mit Schädeln) von *M. obensis* und *M. torquatus* aus Novaja Semlja erhalten habe.[1] —

Ob die vorliegenden 2 Lemmings-Kiefer ursprünglich in einem anderen Niveau der Ablagerungsmasse gelegen haben, als die oben erwähnten Reste der Steppen-Nager, kann man nicht sicher sagen. Es steht nur fest, daß Herr Dr. LAMPE sie bei der letzten Nachsuche im April 1904 in dem letzten Rest des Abraums gefunden hat. Jedenfalls bilden sie schon der Zahl nach gegenüber den Resten der Steppentiere nur eine unbedeutende arktische Beimischung, wie es auch meine Ausgrabungen bei Westeregeln erkennen lassen.[2])

Carnivora.

Die unter den LAMPEschen Funden vertretenen Raubtiere zeigen (ebenso wie die Nager) in der Hauptsache den Charakter einer Steppenfauna.

Hyaena spelaea BLUMENB. (*H. crocuta* foss.).

Die Höhlenhyäne, welche früher am Seveckenberge in zahl-

[1]) Vergl. HEUGLIN, Fauna .... von Spitzbergen und Novaja Semlja, Braunschweig 1874. S. 7—20.

[2]) Siehe Arch. f. Anthrop. 1877 u. 1878.

reichen Resten festgellt ist, finde ich unter den mir vorliegenden Fossilien nur relativ schwach vertreten. Es sind vorhanden: 1 oberer Caninus, 1 Unterkiefer-Gelenkteil (ad.), 1 Humerus (ad.), 1 läd. Ulna (ad.), 1 Tibia (juv.). Der genannte Humerus zeigt über der unteren Gelenkrolle die bekannte rundliche Öffnung. Herr Prof. KLAATSCH soll (nach einer Mitteilung des Herrn Dr. LAMPE) diesen Knochen, dessen oberer Teil fehlt, für einen „Gewandhalter" erklärt haben; ich selbst kann an ihm nichts Besonderes sehen. Daß er etwas „blank" aussieht, ist richtig; dieses erklärt sich aber hinreichend daraus, daß man ihn mit Leimlösung getränkt und nachträglich oft angegriffen hat.

Canis aureus L. var.
Taf. XXII Fig. 7.

Von hohem Interesse erscheinen einige Reste, welche ich auf eine Schakal-Form beziehen zu müssen glaube, und zwar mit umsomehr Zuversicht, als ich schon seit 25 Jahren eine Anzahl von diluvialen Schakal-Resten aus den oberfränkischen Höhlen bei Neumühle besitze. In meiner „Übersicht"[1]) habe ich letztere Reste noch auf *Canis vulpes* bezogen, da es mir damals noch an ausreichendem Vergleichsmaterial fehlte; aber durch das Studium der mir seit 1881 unterstellten, an zerlegten Skeletten reichen Sammlung bin ich zu der Überzeugung gekommen, daß jene Reste nach Form und Größe zu *Canis aureus* gehören, und durch die (allerdings weniger vollständigen) LAMPEschen Funde bin ich hierin bestärkt worden. Letztere sind: 1 Femur ad. (ob. Hälfte), 1 Calcaneus (etwas benagt), 1 Metatarsus (ob. Teil), 1 juvenile Unterkieferhälfte (etwas zweifelhaft). Ich selbst besitze aus der HOESCHS Höhle in bayerisch Oberfranken 2 Beckenhälften, 1 vollständiges Femur und 1 Tibia (unt. Teil) von *Canis aureus* var.

Nach dem Material der mir unterstellten Sammlung muß ich diese Fossilien, welche einen echt diluvialen Erhaltungszustand zeigen, auf eine Schakal-Art beziehen, da sie in Form und Größe bezw. Stärke der Knochen von *C. vulpes* wesentlich abweichen und mit *C. aureus* harmonieren.[2]) Nur die oben erwähnte juvenile Unterkieferhälfte erscheint etwas zweifelhaft.

Der juvenile Unterkiefer vom Seveckenberge enthält den relativ stark und kompliziert gebauten Milch-Sektorius (11 mm lang) und den (ebenfalls kräftigen) angrenzenden Milch-Lückzahn

---

[1]) Diese Zeitschr. 1880 S. 481 ff.

[2]) Ob man diese Schakal-Form etwa *Canis Mikii* WOLDR. nennen soll, erscheint mir zweifelhaft. Vergl. WOLDRICH, Diluviale Fauna von Zuzlawitz, 2. T. 1881, S. 11, und 3. T. 1884, S. 9.

Messungs-Tabelle.

	C. vulp. ad. ♂. Sehr groß!	C. aureus rec. ad. (Indien). No.954	No.955	C. aureus foss. Bair. Ober-Frank.	Se-vecken-berg.
Größte Länge des Beckens (Os innomin.)	95	110	107	107	
„ „ d. Femur (Innenseite)	140	147	188	146,5	ca. 145
„ quere Breite am ob. Gelenkteil	25	31	29,5	30	30
Durchmesser des Caput femoris	12	14,2	13,7	13,5	13
Quere Breite des unt. Gelenks	22	24	24	28	
„ Br. d. unt. Gelenks d. Tibia	16	17		18	
Größte Länge des Calcaneus (auß.)	31	36,5	35		36,5

(6,3 mm lang). Nach den mir vorliegenden zahlreichen Schädeln von juvenilen Exemplaren von *C. aureus* und *C. vulpes* muß ich jenen fossilen Unterkiefer auf jene Art beziehen.

Ich betone noch, daß die oben erwähnten fossilen Beckenhälften in ihren Breitendimensionen viel stärker sind, als die des kräftigsten Fuchses *(C. vulpes)*. Auch die fossilen Femora sind viel kräftiger gebaut; insbesondere ist der Schenkelhals länger und somit das Caput femoris weiter abstehend, als beim Fuchs.

Soviel ich weiß, hat man bisher noch keine anderen diluvialen Schakalreste aus Deutschland nachgewiesen.

Canis (Vulpes) lagopus L.

Den Eisfuchs erkenne ich in einigen Extremitäten-Knochen. Dahin gehört der obere Teil eines ausgewachsenen Femur (quere Breite des oberen Gelenkteiles 21 mm) und der einer ausgewachsenen Ulna (Länge des Olecranon 10,5 mm). Auch gehört hierher wahrscheinlich ein unterer Sectorius von 14 mm Länge.

Canis vulpes L. *(Vulpes vulgaris)*.

Der gemeine Fuchs wird durch den wohlerhaltenen Schnauzenteil eines kräftigen Oberschädels und durch die zugehörigen Unterkieferhälften repräsentiert. Aber der Erhaltungszustand dieser Objekte erscheint jünger als derjenige der oben erwähnten Fossilien; ich gehe deshalb nicht näher darauf ein.

Foetorius Eversmanni LESSON.

Taf. XXII Fig. 8.

Sehr beachtenswert und für den Charakter der Fauna wichtig ist das Vorkommen des Steppen-Iltis (*Foet. Eversmanni*). vertreten durch 2 linke Unterkiefer (ad. et jun.) und 1 Tibia (ad., lädiert). Den erwachsenen Unterkiefer (Fig. 8) habe ich schon im „Zentralblatt f. Mineral." etc. 1904 No. 1 kurz beschrieben Der Unterkiefer des Steppeniltis ist im Vergleich zu dem unseres gemeinen Iltis im zahntragenden Teile kurz und hoch; die Massetergrube erstreckt sich weiter nach vorn, die Kron- und Winkelfortsätze sind etwas anders gebaut, der untere Sectorius ist relativ größer, der untere Höckerzahn viel kleiner als bei dem gemeinen Iltis.[1])

Ich habe ein sehr reiches Material an Schädeln von *F. putorius* und *F. Eversmanni* in Händen und habe die oben erwähnten Unterschiede durchweg beobachtet. Namentlich ist die Kleinheit des unteren m 2 bei *F. Eversmanni* sofort in die Augen fallend. Der erwachsene fossile Unterkiefer, offenbar von einem alten, muskelkräftigen Männchen herrührend, mißt von der Mitte des Condylus bis zur Vorderseite des Canins 38,8 mm; m 2 hat eine Länge von nur 1,3, der Sectorius (m 1) von 8,3, die ganze Backenzahnreihe von 19 mm. Der jüngere Unterkiefer enthält nur m 1, während die anderen Zähne durch ihre Alveolen angedeutet sind; er mißt vom Condylus bis zur Vorderseite der Caninus-Alveole 36, der Sectorius hat eine Länge von 8,5 mm; die Alveole von m 2 ist sehr eng.

Die fossile Tibia, welche sehr wahrscheinlich zu dem obigen (alten ♂) Unterkiefer gehört, hat oben am Gelenk eine quere Breite von 9,3 mm; die Tibia eines erwachsenen Iltis-Männchens aus der Gegend von Braunschweig (in meiner Privatsammlung) zeigt eine obere quere Breite von 12 mm. Nach den erhaltenen $^2/_3$ der fossilen Tibia dürfte diese im unverletzten Zustande (es fehlt die untere Partie) eine Totallänge von 48—49 mm gehabt haben; bei einem starken *F. putorius* ♂ mißt sie 56—60 mm.

Foetorius Eversmanni lebt heute (zusammen mit *Alactaga saliens* etc.) in den Steppen von Südostrußland, Südwestsibirien und Turkestan; fossil ist er, soviel ich weiß, noch nicht nachgewiesen, doch hat LIEBE bereits 1879 die geringe Größe der diluvialen Iltisse Thüringens betont.[2])

---

[1]) Vergl. HENSEL, Craniolog. Studien, in Nova Acta LEOPOLD., Halle 1881, S. 149.

[2]) Sitzgsb. Akad. d. Wiss.. Wien 1879, 1. Abt., Sep.-Abdr. S. 6.



Ursus sp.

Eine Bären-Spezies ist angedeutet durch ein Unterkieferfragment mit p 4 (nach englischer Zählung) und durch einen m 2 inf. Letzterer ist 32 mm lang, 18 mm breit. Beide Zähne, insbesondere p 4, zeigen gewisse Abweichungen von dem gewöhnlichen *Ursus spelaeus*; p 4 zeigt 2 so stark entwickelte Innenhöcker, wie ich sie weder bei *U. spelaeus*, noch bei *U. arctos* gesehen habe.

Equus caballus ferus. Pall.

Das wilde. diluviale Pferd, dessen Reste ich in großer Zahl und ausgezeichneter Erhaltung bei Westeregeln und bei Thiede ausgegraben habe,[1]) ist auch am Seveckenberge häufig festgestellt und unter den Lampeschen Funden relativ stark vertreten. Es liegen mir vor: 1 oberer Molar. 1 unterer starker Caninus mit angrenzendem Kieferstück, 2 juvenile untere Backenzähne, 1 Beckenhälfte (läd), 1 Femur-Fragment, 3 Tibiae (läd.), 1 Calcaneus, 1 Astragalus, 1 Metatarsus (läd.), 4 Metacarpi, 3 Fesselbeine.

An den Tibien fehlt der obere Teil (mehr oder weniger); die größte quere Breite des unteren Gelenkteils beträgt 84 bis 85 mm. Dem Metatarsus fehlt das untere Ende; daher ist es nicht sicher meßbar. Die Metacarpi variieren ziemlich bedeutend; der eine (wahrscheinlich von einem alten Hengst herrührend) ist auffallend lang (außen 238 lang, oben 54, unten 53,5 breit), ein anderer kürzer, aber etwas breiter: 226 lang, oben 56, unten 54 breit. Ein dritter (jüngerer, weibl.) Metacarpus ist noch schwächer (200, 48 und 46).

Von den 3 Fesselbeinen ist eines sehr kräftig gebaut: Länge an der Außenseite 93,4, quere Breite oben 65, unten 51.[2])

Das wilde Diluvial-Pferd von Westeregeln. Quedlinburg etc. war offenbar ein Steppenbewohner und paßt vorzüglich in die *Alactaga*-Fauna hinein.

Rhinoceros tichorhinus Cuv.

Unter den Lampeschen Funden, welche mir vorliegen, sind 2 Exemplare vertreten, nämlich ein junges durch 3 obere, zusammengehörige Milchbackenzähne und ein altes durch 1 Humerus, 1 Carpalknochen, 1 Metacarpus, 1 Metatarsus und mehrere Phalangen.

---

[1]) Landwirtschaftl. Jahrbücher, 1884, S. 81—160.

[2]) Vergl. meine Messungstabellen in den „Landwirtsch. Jahrbüchern", herausg. von H. Thiel, 1884, S. 129—140.

Die 3 obere Milchbackenzähne entsprechen genau den von Giebel[1]) abgebildeten und S. 89 besprochenen oberen Milchprämolaren. Sie gestatten auch die Bestimmung: *Rh. tichorhinus* Cuv.

Diese Spezies, welche mit dem rezenten *Rh. simus* von Südostafrika nahe verwandt ist, war im wesentlichen ein Steppenbewohner.[2]) Ich erwähne noch, daß ich bei Westeregeln das Milchgebiß eines jungen *Rh. tichorhinus* etc. mithin zwischen Resten von *Alactaga* und *Spermophilus* eigenhändig ausgegraben habe.[3])

Bison sp. (*priscus*?)

Ein wohlerhaltener erster Brustwirbel gehört zur Gattung Bison. Wir haben ein reiches Material zerlegter Skelete von *Bison europaeus* und *Bison americanus*. Der vorliegende fossile Brustwirbel stimmt in seiner Form fast genau mit dem 1. Brustwirbel eines *Bison americanus* ♂ ad (des sog. „Büffels" der Prärien) überein, weicht dagegen von *B. europaeus* bedeutend ab.

Ein m 3 inf. eines Boviden zeigt einen rezenteren Erhaltungszustand, während jener Wirbel echt fossil ist. Ich gehe auf ersteren nicht näher ein.

Cervus euryceros Pohl.

Der Riesenhirsch (bezw. eine Riesenhirsch-Species) ist vertreten durch eine Tibia, deren oberster Teil fehlt, und durch einen gut erhaltenen Calcaneus, vielleicht durch ein Femur-Fragment. Die ersten beiden Stücke gehören einem sehr kräftigen Individuum an. Sie machen zunächst einen Boviden-ähnlichen Eindruck; aber bei genauerem Studium erkannte ich, dass sie von einem Riesenhirsch stammen. Der Calcaneus ist wesentlich schlanker gebaut als bei *Bos primigenius* und *Bison*, auch in der Form der Gelenkflächen abweichend. An der Tibia fand ich (abgesehen von Differenzen im unteren Gelenk und in den Sehnenrinnen) einen Hauptunterschied von den Boviden in der Lage des Foramen nutritium, das ungefähr auf $^2/_3$ der Höhe des Knochens (von unten gerechnet) liegt. Dieses Foramen sieht man bei den Boviden direkt auf der flachen Hinterseite der Tibia, aber bei *Cerv. alces* und *C. euryceros* findet es sich auf der äußeren Seitenfläche, und zwar beim Riesenhirsch noch mehr seitlich gelegen, als beim Elch.

[1]) Jahresb. d. naturwiss. Vereins in Halle, 1851, t. III, f. 8.
[2]) Vergl. „Tundren u. Stepp[illegible], S. 187.
[3]) Siehe Zeitschr. f. d. ge[illegible]s., 1876, 47. S. 7, Arch. f. Anthrop., 1877, S. 369, 396

Da wir hier in Berlin leider kein Riesenhirsch-Skelet haben, wandte ich mich zur Verifizirung meiner Bestimmungen nach Hildesheim an Herrn Prof. Dr. A. ANDREAE, den Direktor des Römermuseums, welches bekanntlich ein vollständiges Riesenhirsch-Skelet besitzt. Herr Dr. ANDREAE bestätigte die Richtigkeit meiner Beobachtungen durchaus, besonders auch hinsichtlich der Lage des Foram. nutritium der Tibia. Vom unteren Gelenkrande ist letzteres an dem Hildesheimer Exemplar 245 mm entfernt; genau ebenso an der Tibia vom Seveckenberge. Die quere Breite des unteren Teils der Tibia beträgt dort 80, hier 87 mm. Länge des Calcaneus dort 182, hier 186, größte Höhe desselben im Gelenkteil dort 65, hier 69 mm.

Cervus tarandus L.
Taf. XXII Fig. 9.

Das Renntier, dessen Reste früher am Seveckenberge schon häufig nachgewiesen wurden, ist unter den LAMPEschen Funden durch eine Anzahl sicher bestimmbarer Reste vertreten. Dahin gehören: 1 Unterkieferfragment mit m 3 (22 mm lang), 3 obere Molaren, darunter m 3 (16 mm lang, 14.5 unten an der Basis breit), 1 oberer Prämolar, 1 Unterkieferfragment von einem Renntierkalbe mit 2 Milchprämolaren, 1 do. mit einem Milchprämolar und den Alveolen des pd 1, 1 Calcaneus-Fragment, 1 juv. Astragalus nebst zugehörigem Navicul.-Cuboideum, einige juvenile Extremitätenknochen (Humerus, Radius, Tibia, Metatarsus), 1 Metatarsus (ad., läd.), 1 basales Geweihstück, 1 proximales Scapula-Fragment (Gelenkpartie).

Besonders interessant erscheinen die juvenilen Reste. Die unteren Milchbackenzähne des Rentiers zeigen viele Eigentümlichkeiten in ihrer Form, namentlich gilt dieses von dem zweiten unteren Milchbackenzahn. Dieser weicht von dem der anderen Cerviden (außer *Cerv. alces*) wesentlich ab, insbesondere dadurch, daß der vordere Teil des Zahns außer der typischen Außenwand eine scharf ausgeprägte Innenwand besitzt, welche von jener durch ein schmales, tiefes, völlig abgeschlossenes Tal getrennt ist. Dieses ist eine durchaus konstante Bildung!

Ich habe mir zur Vergleichung mit den fossilen Zähnen ein relativ reiches, rezentes Material verschafft. Herr H. WINGE, Inspektor am Kgl. Zoolog. Museum in Kopenhagen, sandte mir leihweise den Unterkiefer eines wilden Rentierkalbes von Jacobshavn in Grönland (reines Milchgebiß, wenig abgenutzt); Herr Professor Dr. JACOBI in Tharandt bei Dresden lieh mir aus der zoologischen Sammlung der dortigen Kgl. Forstakademie den sehr zierlichen Unterkiefer eines zahmen Renntierkalbes, vermutlich

aus Skandinavien (reines Milchgebiß, wenig abgenutzt), Herr Professor P. MATSCHIE den Unterkiefer eines wilden, spitzbergischen Renntiers aus dem hiesigen Museum für Naturkunde, der außer den schon ziemlich abgenutzten Milchbackenzähnen auch schon m 1 aufweist. In ähnlichem Zustande befindet sich das Gebiß eines zahmen Renntierkalbes der mir unterstellten Sammlung [1]; doch ist m 1 etwas weiter zurück in der Entwicklung, während die Milchbackenzähne stark abgenutzt sind. Sehr interessant zur Vergleichung sind 3 Schädel wilder Renntierkälber aus Westsibirien, welche ich im März 1904 in der Wildhandlung von B. Pfemfert zu Charlottenburg erwerben konnte. Die betreffenden Tiere waren noch im vollen Fleisch und mit dem Fell bedeckt, doch ausgeweidet. Nach der zuverlässigen Angabe des Zwischenhändlers, die ich mir verschaffte, sind diese Renntierkälber im Spätherbst oder Wintersanfang von Samojeden in den „westsibirischen Steppen“ mit der Kugel erlegt worden. Das eine Exemplar habe ich für unsere Sammlung vollständig erworben, so daß ich auch die Beinkochen etc. vergleichen kann; von den beiden anderen habe ich nur die Köpfe privatim gekauft.

Vogel-Reste.

Hirundo rustica L. (*H. fossilis* GIEBEL).

Eine Schwalben-Spezies wird durch zwei Ulnae vertreten, von denen die eine unverletzt, die andere in ihrem unteren Drittel lädiert ist. Jene hat eine Länge von 24,5 mm und entspricht in ihrer Form durchaus meinen zahlreichen Exemplaren, welche ich 1875/76 bei Westeregeln ausgegraben habe [2].

Anser sp.

Eine Wildgans ist angedeutet durch eine gut erhaltene Phalanx I des Flügels. Dieselbe hat eine größte Länge von 38 mm, eine größte quere Breite von 11,5 mm. Die Form dieses Knochens ist so charakteristisch, daß man die Gattung *Anser* sicher bestimmen kann. Der betreffende Knochen einer alten Saatgans (*A. segetum*) meiner Sammlung mißt 44 : 11,7 mm.

Anas sp. (*A. boschas* L. ?).

Von einer größeren Enten-Art liegen zahlreiche Reste vor: 3 Coracoidea (2 vollständige, 1 stark lädiert), 1 ziemlich vollständiges Sternum und 1 lädiertes Vorderstück eines Sternums, 1 Scapula (Gelenkpartie), 1 Humerus (ob. Teil, läd.), 1 Radius

[1]) Zoolog. Samml. d. Kgl. Landwirtschaftl. Hochschule in Berlin.
[2]) Siehe Arch. f. Anthrop. 1878, 9. S. 3.

(untere Hälfte), 1 Femur (ob. Teil), 1 Tibia (oben und unten lädiert), 1 Phalanx I des Flügels. Die Verletzungen dieses Knochens sind alten Datums, d. h. nicht erst bei der Ausgrabung entstanden. Das Coracoid zeigt, wenn man es mit den beiden Ecken der breiten, proximalen Seite aufsetzt, eine Länge von 43,5; seine größte Breite am proximalen Teil 18,9 mm. Die oben genannte Flügelphalanx ist 27 mm lang. Nach den Dimensionen des Coracoids steht diese Wildente vom Seveckenberge hinter der von mir bei Westeregeln ausgegrabenen *Anas*-Spezies etwas zurück, sowie auch hinter einigen rezenten Männchen von *A. boscas*, deren zerlegte Skelete ich besitze. Jedenfalls handelt es sich aber um eine „Schwimm-Ente“ (nicht „Tauch-Ente“), wie die Form des Sternums (besonders des vorderen hakenförmigen Fortsatzes), des Coracoids, etc. beweist.

Anas crecca L.

Eine kleine Art von Schwimm-Enten ist durch 1 Coracoid (33,3 lang, 12,5 breit), 1 Humerus (ob. Teil) und 1 Metacarpus vertreten. Letzterer hat eine Länge von 37,6 mm. Diese Fossilreste stimmen in Form und Größe genau mit den entsprechenden Teilen eines rezenten männl. Krickenten - Skelets meiner Privat-Sammlung überein.

Lagopus sp. (*Lagop. albus* Keys. u. Blas. ?)

Eine Schneehuhn - Spezies ist durch einen Metacarpus (33,9 mm lang) angedeutet. Die Gattung kann ich nach meinem sehr reichen rezenten und fossilen Vergleichsmateriale sicher feststellen, die Art nicht. Vermutlich handelt es sich um das sog. Moor- oder Weiden-Schneehuhn (*Lag. albus* Keys. u. Blas.), das nach Pallas, Lehmann, Finsch, Nazarow und Zarudnoi häufig in den südwestsibirischen Steppen gefunden wird.[1])

Endlich sind noch einige *Rana*-Reste (namentlich ein gut erhaltener *Rana*-Unterschenkel) zu erwähnen.

---

[1]) Siehe meine Angaben in „Tundren u. Steppen“, S. 131.

13. Das südafrikanische Dwyka-Konglomerat.

Von Herrn E. PHILIPPI in Berlin.

Hierzu Taf. XXIV—XXVII.

Einleitung.

Die Zeit für geologische Pionier-Arbeit ist in Südafrika endgültig vorüber. Landesuntersuchungen sind in Kapstadt und Pretoria am Werk, nach Johannesburg hat die Goldindustrie eine Anzahl hervorragender Gelehrter gerufen und selbst in dem entlegenen Buluwayo sind dauernd Fachleute an der Arbeit. Unter diesen Umständen darf der europäische Geologe, der einige Monate lang das Land bereist, nicht mehr auf Entdeckungen hoffen, welche für die südafrikanische Geologie von grundlegender Bedeutung sind. Wohl aber bieten ihm die verbesserten Verkehrsverhältnisse die Möglichkeit, in verhältnismäßig kurzer Zeit einen Überblick über die geologischen Verhältnisse zu gewinnen, wie er sich den früheren Reisenden erst nach langjähriger Tätigkeit erschloß.

Naturgemäß wendet sich das Interesse der südafrikanischen Geologen vielfach in erster Linie Aufgaben der praktischen Geologie zu. Daß dadurch der Sinn für rein wissenschaftliche Fragen nicht abgestumpft wird, zeigt aber der Eifer, der von allen Seiten dem merkwürdigen Problem der jungpaläozoischen Vereisung entgegengebracht wird. Keine andere theoretische Frage hat so lebhafte Diskussionen hervorgerufen und keine übt auf den europäischen Reisenden einen so faszinierenden Reiz aus wie diese.

Bekanntlich sind jungmesozoische und tertiäre Sedimente im Innern Südafrikas bisher noch nicht nachgewiesen worden. Die jüngsten Schichtgesteine gehören dem älteren Mesozoicum und jüngsten Paläozoicum an und stellen ein mächtiges und weit verbreitetes System von kontinentalen Bildungen dar, welche man als die Karru-Formation zusammenzufassen pflegt. Diese ruht sehr verschiedenen Gesteinen auf, im allgemeinen älteren im Norden, jüngeren im Süden, fast immer aber tritt an ihrer Basis ein sehr eigentümliches Konglomerat auf, für welches sich der Name „Dwyka-Konglomerat" eingebürgert hat. Der glaciale Ursprung dieses Dwyka-Konglomerates ist es, der den Gegenstand der nachfolgenden Zeilen bilden soll.



Erklärung der Tafel XXIV.

Fig. 1. Geschrammtes Geschiebe aus dem Dwyka-Konglomerat von Vereeniging, Transvaal.

Verkleinerung 10 : 13.

Fig. 2. Dasselbe.

Verkleinerung 10 : 16.

Nach Photographien des Verfassers. Die Originale befinden sich im Kgl. Museum für Naturkunde in Berlin.





Fig. 1.

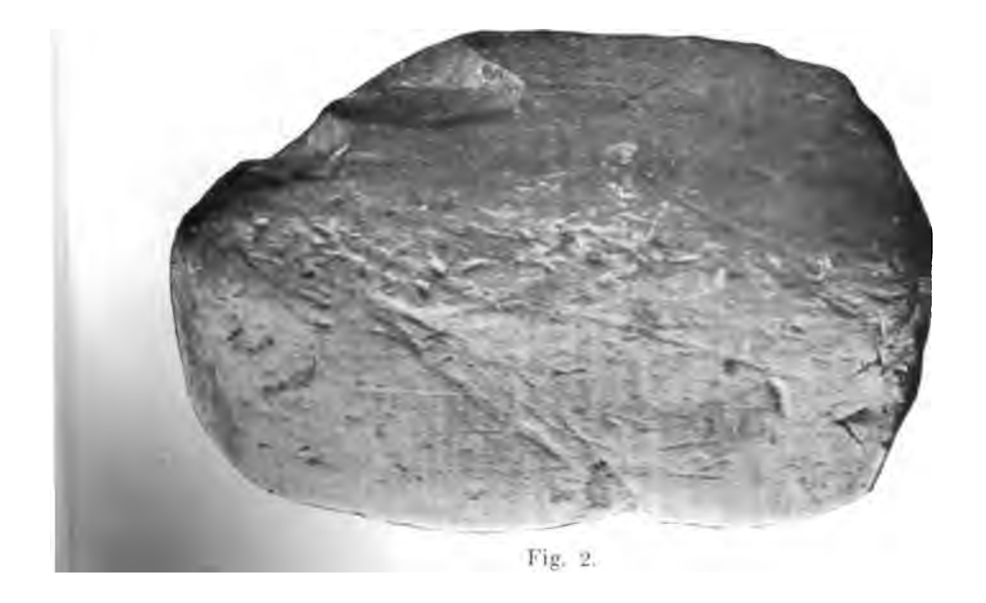
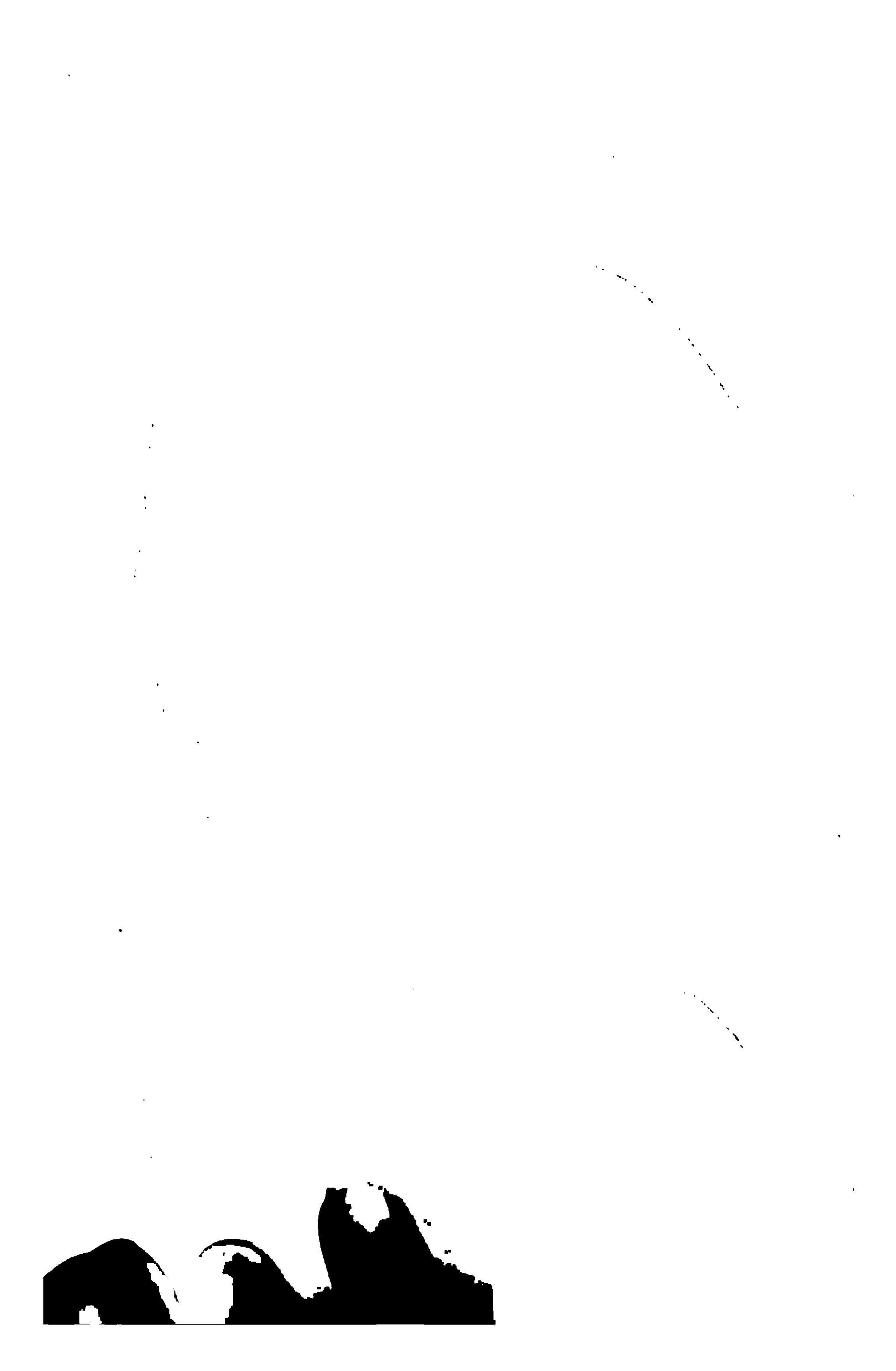


Fig. 2.



Erklärung der Tafel XXV.

Fig. 1. Geschrammte Gesteinsoberfläche (Diabas) unter dem Dwyka-Konglomerat.

Riverton am Vaal.

Verkleinerung 1 : 4.

Fig. 2. Geschiebe aus dem Dwyka-Konglomerat mit anhaftenden, verkohlten Wurzelresten.

Vereeniging, Transvaal.

Verkleinerung 10 : 12.

Nach Photographien des Verfassers. Die Originale befinden sich im Kgl. Museum für Naturkunde in Berlin.

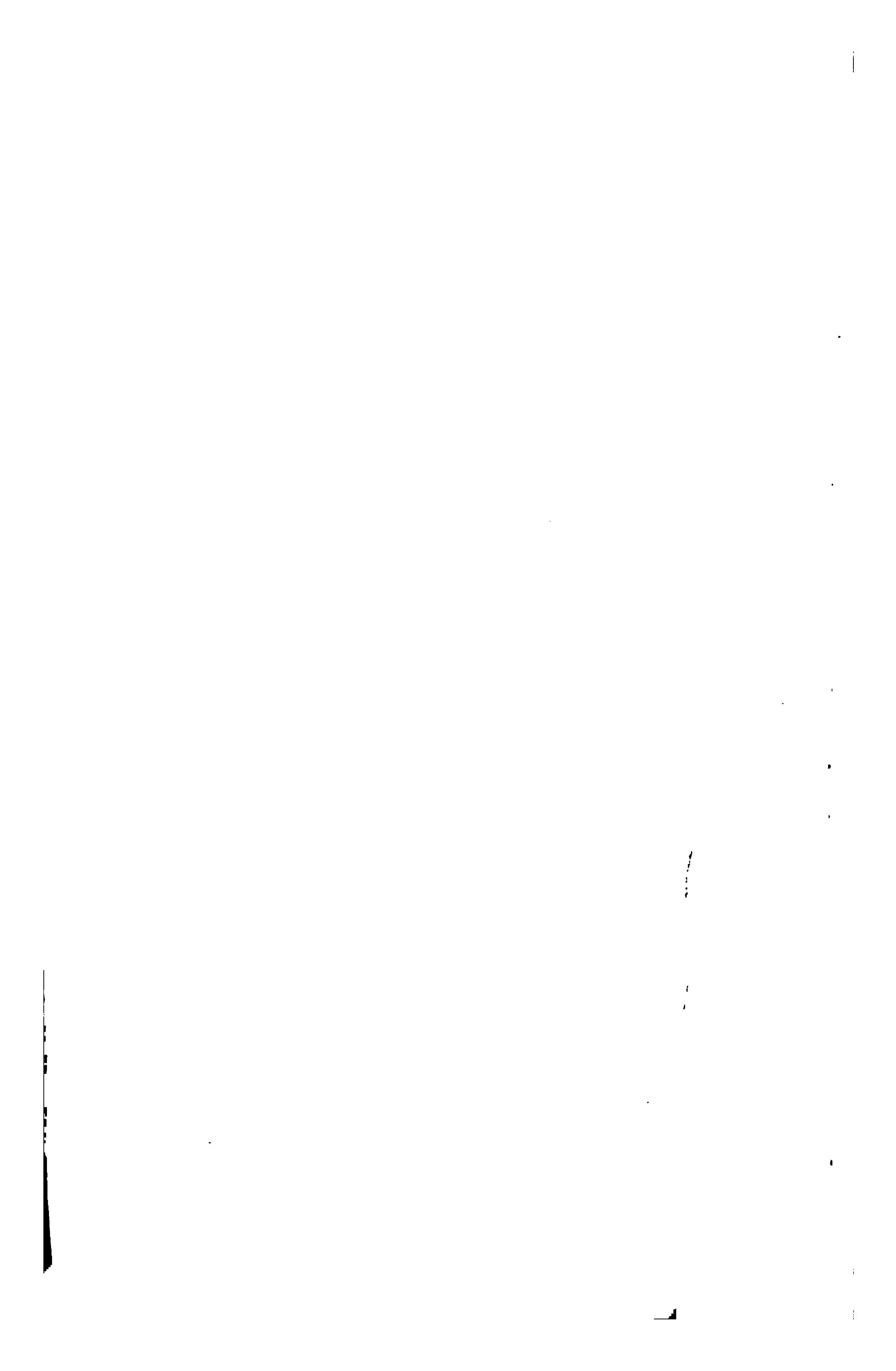


Fig. 1.



Fig. 2.

J F Starcke, Berlin W.



Erklärung der Tafel XXVI.

Fig. 1. Geschrammte Gesteinsoberfläche ('Keisformation), erst vor kurzer Zeit von dem auflagernden Dwyka-Konglomerat entblößt.
Jackal's Water, Distr. Prieska. NW Kap Kolonie.

Fig. 2. Dwyka-Konglomerat.
Distrikt Prieska.

Nach Aufnahmen von Herrn A. W. ROGERS, Direktor der kapländischen Landesuntersuchung.



Fig. 1.



Fig 2.

J. F. Starcke, Berlin W.





Erklärung der Tafel XXVII.

Fig. 1. Dwyka-Konglomerat der südlichen Facies. Das steilgestellte Geschiebeband in der Mitte des Bildes deutet die Schichtung an; sie wird unter einem Winkel von 45° von einer groben Schieferung gekreuzt. Außerdem bemerkt man noch eine nahezu horizontale Zerklüftung.

Südlich von Laingsburg. SO Kap Kolonie.

Fig. 2. Quarzit-Linse im Dwyka-Konglomerat.

Matjesfontein. SO Kap Kolonie.

Nach Aufnahmen von Herrn A. W. ROGERS, Direktor der kapländischen Landesuntersuchung.



Fig. 1.

Fig. 2.



1. Geschichtlicher Überblick.[1])

Zum erstenmale wird das Dwyka-Konglomerat in einem Briefe SUTHERLANDS[2]) an MURCHISON im Jahre 1854 aus Natal erwähnt; er spricht es für eine Art von Trachyt an und glaubt daher die Schrammen auf seiner Unterlage, die ihm schon damals bekannt waren, auf die Bewegung der fließenden Lava zurückführen zu müssen. Auch BAIN[3]), der wenige Jahre später das gleiche Gestein aus der südlichen Kap-Kolonie beschreibt, hält es für eruptiv und bezeichnet es als einen Felsit-Porphyr (claystone porphyry). WYLEY sieht es im Jahre 1859 als vulkanisches Agglomerat (trap conglomerate) an, und diese Ansicht hat sich bei einzelnen Forschern bis in neuere Zeit mit großer Zähigkeit erhalten.

Neue Bahnen betrat wiederum SUTHERLAND[4]), als er 14 Jahre nach seiner ersten Mitteilung das fragliche Konglomerat für glacial und sein Alter für permisch erklärte; ihm schloß sich in Natal GRIESBACH[5]) an. STOW[6]) beschrieb ähnliche Konglomerate aus Griqualand West; zu seiner Annahme einer jungen Vereisung Südafrikas führten ihn aber nicht diese, sondern Oberflächenbildungen in den südöstlichen Teilen der Kap-Kolonie.

Auf DUNNS[7]) geologischer Karte werden in der ersten Auflage ein augenscheinlich diluviales „Glacialkonglomerat" im Norden der Kap-Kolonie und ein paläozoisches „Trappkonglomerat" im Süden ausgeschieden; in der zweiten Auflage[8]) bezeichnet er die Konglomerate im Süden und Westen der Karru ebenso wie die Natals als Dwyka-Konglomerat, hält aber im übrigen an der Deutung der ersten Auflage fest. Erst später vereinigt DUNN[9]) die nördlichen wie die südlichen Konglomerate, stellt sie an die

---

[1]) Eine recht ausführliche Übersicht des bis dahin über das Dwyka-Konglomerat Bekannten gibt der „Annual Report of the Geological Commission, Cape of Good Hope 1899 S. 4—29.

[2]) Notes on the Geology of Natal. Quart. Journ. Geol. Soc. **11**. 1855 S. 465—68.

[3]) On the Geology of South Africa, Trans. geol. Soc. (2.) **7**. 1856 S. 53—59. Ebenda S. 175—192.

[4]) On the Geology of Natal. Durban 1868, auch Quart. Journ. Geol. Soc. **26**. 1870, S. 514—516.

[5]) On the Geology of Natal in South Africa. Quart. Journ. Geolog. Soc. **27**. 1871, S. 58.

[6]) Geological Notes upon Griqualand West. Ebenda. **30**. 1894, S. 581—680.

[7]) Geological Sketch Map of Cape Colony. London. Stanford. 1874.

[8]) Ebenda 1875.

[9]) Report on a supposed extensive deposit of coal underlying the central districts of the Colony. Capetown 1886 und dritte Auflage seiner Karte, 1887.

Basis der Karruformation und spricht sich für ihren glacialen Ursprung aus.

Eine sehr sorgfältige Besprechung der älteren Literatur gibt im Jahre 1888 STAPFF[1]); er kommt dabei zu eigentümlichen Schlüssen. Nach ihm sollen bisher zwei Arten von Erscheinungen miteinander verwechselt worden sein. Erstens reine Oberflächenerscheinungen, zu denen die Geschiebe mit echter Glacialschrammung und die gekritzten Felsoberflächen gehören. Sie seien auf antarktische Eisberge, weniger auf lokale Vereisungsvorgänge zurückzuführen. Alle diese Ereignisse fallen nach ihm in die Diluvialzeit; der Boden Südafrikas habe damals 3000 Fuß tiefer gelegen als heute. Das echte Dwyka-Konglomerat aber sei karbon; bei ihm handele es sich lediglich um pseudoglaciale Erscheinungen, wie sie auch andere Konglomerate aufwiesen.

Die Ansicht, daß bei Prince Albert und Matjesfontein die Oberflächengerölle eine andere Entstehung hätten, als das Dwyka-Konglomerat, aus dem man sie an jedem Aufschluß auswittern sieht, ist gänzlich unhaltbar. Hätte STAPFF die dortigen Verhältnisse mit eigenen Augen gesehen, so hätte er das wohl nie behauptet. SCHENCK hat diese merkwürdige Auffassung auf Grund seiner eigenen Beobachtungen bekämpft, und die neueren Arbeiten haben zur Genüge ihre völlige Unhaltbarkeit dargetan.

Obwohl COHEN[2]) nachwies, daß die Grundmasse des Dwyka-Konglomerates nicht vulkanischer, sondern ausschließlich klastischer Natur wäre, und obwohl SCHENCK[3]) mit starken Gründen für den glacialen Ursprung dieser Ablagerungen eintrat, hat es bis in die neueste Zeit hinein nicht an Gegnern dieser Auffassung gefehlt. Sowohl SAWYER[4]) wie noch später HATCH[5]) haben den vulkanischen Ursprung der Konglomerate für wahrscheinlicher gehalten. Am wenigsten haltbar erscheint GREENS[6]) Auffassung, welcher augenscheinlich auf Grund unvollständiger Feldbeobachtungen in dem „Dwyka“ ein Strandkonglomerat erblicken wollte.

Neue Impulse erhielt die „Dwyka-Frage“ in den 90er

[1]) Das „glaciale“ Dwykakonglomerat Südafrikas. Naturwiss. Wochenschrift **3**. 1888, S. 97 ff.

[2]) Geognostisch-petrographische Skizzen aus Süd-Afrika II. Die Karrooformation etc. N. Jahrb. f. Min. Beil-Bd. **5**. 1887, S. 196 bis 274.

[3]) Über Glacialerscheinungen in Süd-Afrika. Verh. d. VIII. Deutschen Geographentages in Berlin. Berlin 1889, S. 145—161.

[4]) Report upon the Geology and Mineral Resources of the Division of Prince Albert and surrounding districts. Cape Town 1893, S. 4.

[5]) A Geological Survey of the Witwaterstrand etc. Quart. Journ. Geol. Soc. **44**. London 1898, S. 94.

[6]) A contribution to the Geology and physical Geography of the Cape Colony. Quart. Journ. Geol Soc. **46**. 1888, S. 239—270.

Jahren des vorigen Jahrhunderts. 1893 konnte SCHMEISSER[1]) das Konglomerat auch im südlichen Transvaal nachweisen, wo die Karruschichten bisher zu Unrecht für Stormberg Beds gehalten worden waren.

Seit dem Jahre 1896 haben besonders die Untersuchungen MOLENGRAAFFS[2]) im südöstlichen Transvaal und die Aufnahmen der Kap-Geologen ROGERS und SCHWARZ[3]) am Süd- und Westrande der Karru und am Oranjeflusse so viel neues Material geliefert und so überzeugende Beweise für den glacialen Ursprung des Dwyka-Konglomerates beigebracht, daß unter den südafrikanischen Geologen die Zweifel verstummt sind. Wohl aber dürfte es außerhalb Südafrikas noch manchen Geologen geben, für den der glaciale Ursprung des Dwyka-Konglomerates noch durchaus nicht feststeht. Aus diesem Grunde halte ich es nicht für ganz überflüssig, die Eindrücke wiederzugeben, welche ich an verschiedenen Punkten Südafrikas erhalten habe. Ich muß dabei betonen, daß ich weder neue Fundstellen entdeckt noch an den alten wesentlich neue Dinge beobachtet habe. Meine Darstellung trägt daher mehr den Charakter eines durch eigene Anschauung unterstützten Referates als den einer selbständigen wissenschaftlichen Untersuchung. Ich habe aber geglaubt, mich nicht lediglich auf die Beschreibung der Örtlichkeiten beschränken zu sollen, die ich persönlich besucht habe, sondern habe alles mir bekannte Material zusammengetragen, soweit ich es für wichtig und einwandsfrei halten durfte.

2. Geographische Verbreitung.

Die geographische Verbreitung des Dwyka-Konglomerats kann in großen Zügen als bekannt gelten, soweit die Kap Kolonie,[4]) Natal und das südliche Transvaal in Frage kommen. Ob aber

[1]) Über Vorkommen und Gewinnung der nutzbaren Mineralien in der südafrikanischen Republik. Berlin 1894, S. 66.

[2]) The Glacial Origin of the Dwyka Conglomerate Transact. Geolog. Soc S. Africa 4. 1898, S. 103.

[3]) In den Annual Reports of the Geological Commission Cape of Good Hope. Seit 1896.

[4]) Noch bis vor kurzer Zeit glaubten vorsichtige Forscher, die Konglomerate der Vaal- und Oranje-Gegend als Glacialkonglomerat oder Vaalkonglomerat vom Dwykakonglomerat am Rande der großen Karru unterscheiden zu müssen, da die Identität beider Ablagerungen, obgleich sehr wahrscheinlich, doch noch nicht sicher nachgewiesen war. Neuerdings ist aber durch die Aufnahmen der Kap Survey der Übergang aus der einen in die andere Bildnng im Distrikte Calvinia nachgewiesen worden, sodaß man für alle Konglomerate an der Basis der Karruformation eine einheitliche Bezeichnung gebrauchen darf. Ich wähle dafür den Namen Dwyka-Konglomerat, der sich am meisten eingebürgert hat und nichts über die Entstehungsweise aussagt; der Kürze wegen schreibe ich meist „das Dwyka“.

nördlich vom 25° s. Br., d. h. im nördlichen Transvaal, in Betschuana-Land und im südlichen Rhodesia Dwyka-Konglomerat auftritt oder ob man eines der von dort bekannten Gesteine als sein Äquivalent ansehen darf, das ist noch eine völlig offene Frage.

Da das Dwyka den untersten Schichtenkomplex der Karruformation bildet, so müßte es überall dort zu Tage treten, wo diese älteren Gesteinen auflagert. Mit anderen Worten: Das Dwyka müßte um das gewaltige Areal, welches die Karruformation im Innern des außertropischen Südafrikas einnimmt, einen Ring bilden, der nur dort eine Unterbrechung erleidet, wo südlich vom St. Johns-Fluß höhere Schichten der Karruformation an das Gestade des Indischen Ozeans herantreten. Tatsächlich ist aber die Verbreitung des Dwyka keine so gesetzmäßige, denn wir sehen es am Nordrande des großen Karrukomplexes, im südlichen Transvaal und im nordwestlichen Freistaat, auf weite Strecken von den Karten nicht verzeichnet. Am Nordrande des Hoogeveldes scheint dies darin seinen Grund zu haben, daß höhere Schichten des Karrusystems übergreifend lagern und daher das Dwyka verdecken. Ob dies aber so allgemein ist, muß nach den letzten Aufnahmen der geologischen Landesuntersuchung von Transvaal füglich bezweifelt werden; denn MELLOR[1]) hat das Dwyka östlich von Pretoria, zwischen dem Elands River und Balmoral, in großer Ausdehnung nachgewiesen. Südlich vom Witwatersrande ist das Dwyka an der Oberfläche anstehend nur von wenigen Punkten bekannt, häufig aber in den Gruben oder bei Bohrungen angetroffen worden. Auch Vaal abwärts bis in die Gegend von Kimberley hin dürfte das Konglomerat überall an der Nordgrenze der Karrugesteine vorhanden sein, ist aber erst bei Kimberley selbst wieder nachgewiesen, da junge Steppenkalke und Flugsande hier fast überall die älteren Gesteine verdecken.

Westlich und südwestlich von Kimberley mehren sich die Aufschlüsse des Dwyka, und im Westen und Süden der großen Karru ist es überall in einem geschlossenen Zuge am Außenrande der Karrugesteine nachgewiesen worden. Das Auftreten mehrerer paralleler Konglomeratzüge im südlichen und südöstlichen Teil der Kap Kolonie erklärt sich dadurch, daß hier die untere Karruformation an der Faltung der randlichen Ketten, welche im wesentlichen aus Gesteinen der Kapformation bestehen, mit teilgenommen hat. Ebenso wird der doppelte Ausstrich von Dwyka

[1]) Report on Portions of the Pretoria and Middelburg districts etc. Geolog. Survey of the Transvaal, Report 1903 p. 7 ff.

in Natal durch die gewaltige Versenkung am Rande des Indischen Ozeans erklärt, auf die bereits Suess[1]) hinweist.

Solange man der Ansicht war, daß die Karrugesteine sich in einem Becken niederschlugen, dessen Süd- und Westrand durch eine karbonische Faltung aufgerichtet wurden, solange mußte man die heutige Grenze der Karruformation für die ursprüngliche halten. Heute wissen wir, daß die Faltung der randlichen Ketten in der südlichen und westlichen Kap-Kolonie sicherlich erst nach Absatz der unteren Karruschichten erfolgte; es ist mir sogar wahrscheinlich, daß diese Periode der Gebirgsbildung der Ablagerung der spätjurassischen Enonkonglomerate, des terrestren Äquivalents der Uitenhage-Formation, unmittelbar voraufging. Man darf es also danach für wahrscheinlich ansehen, daß die ursprüngliche Ausdehnung der Karruformation sehr viel größer war als die heutige.

Diese Annahme wird bestätigt durch die neuerdings erfolgte Entdeckung[2]) von Dwyka-Konglomerat innerhalb der Randketten, im Tale des Breede River bei Worcester in der südwestlichen Kap-Kolonie.

Auch im Norden scheint die Dwyka-Insel von Mafeking auf eine frühere größere Ausdehnung dieses Gesteines hinzudeuten; ob die Konglomerate, welche bei Mapani Pan, südlich von Palapye, (nördlich vom 23° im Betschuana-Land) an der Basis der Karruschichten in einer Mächtigkeit von 8 Fuß erbohrt worden sind, dem Dwyka entsprechen, ist noch nicht festgestellt.

Es ist fast selbstverständlich, daß eine Geschiebeformation von so großer Verbreitung lokale Abänderungen erkennen läßt; es ist mir aber fraglich, ob rein petrographische Momente bereits genügen könnten, um eine Scheidung in eine nördliche und eine südliche Facies vorzunehmen. Zu den nicht unbedeutenden, aber nach meiner Auffassung nicht ganz konstanten petrographischen Unterschiede tritt aber ein geologisches Moment von großer Tragweite, welches auf alle Fälle diese Unterscheidung eines nördlichen und südlichen Typus rechtfertigt.

Es liegt nämlich das Dwyka-Konglomerat im Norden seines Verbreitungsbezirkes diskordant auf sehr verschiedenen Gesteinen, und seine Unterlage zeigt häufig Schrammung und Rundhöckerformen; im Süden hingegen ruht das Konglomerat stets konkordant auf den Gesteinen der Kapformation, meist auf deren jüngsten

[1]) Antlitz der Erde I. S. 507.

[2]) Vergl. Ann. Report Geol. Comm. Cape of Good Hope. 1897 t. 1.

[3]) Sedimentary deposits of Southern Rhodesia. Quart. Journ. Geol. Soc. 1903 S. 273.

Gliede, dem Wittebergsandstein; die Gesteine der Kapformation zeigen an der Berührungsstelle mit dem Konglomerate nie Schrammen.

Die Grenze beider Faciesbezirke würde nach PASSARGE[1] die Olifant-Komati-Linie bezeichnen, d. h. die Gerade, die man von der Mündung des Olifant-Flusses in den Atlantischen Ozean nach dem Durchbruch des Komati durch den Steilrand der Drakensberge ziehen kann. Da PASSARGE nun die südliche Facies des Dwyka-Konglomerates für eine Driftbildung ansieht, so ist nach ihm die Olifant-Komati-Linie die Küstenlinie des permischen Kontinents. Zu einem ähnlichen Schluß kommt SCHWARZ, nur zieht er seine Grenze etwas südlich von der Mündung des Olifant nach Johannesburg.

Sowohl PASSARGE wie SCHWARZ haben bereits bemerkt, daß der Distrikt von Vryheid im südöstlichen Transvaal, obwohl er südöstlich von ihrer Grenzlinie liegt, noch der nördlichen Facies angehört; aber sie erklären ihn für eine vergletscherte Insel, die vor der mit Inlandeis bedeckten Küste lag. Nun hat aber bereits SUTHERLAND vor über 30 Jahren auf geschrammte Gesteinsoberflächen unter dem Dwyka Konglomerat im mittleren Natal hingewiesen. Es scheint mir also richtiger, die Grenzlinie von der Olifantmündung nach einem Punkte in Natal zu ziehen.[2]

Eine andere Frage ist aber, ob eine solche Grenzlinie zwischen den beiden Facies des Dwyka-Konglomerates denn auch wirklich die Küstenlinie des permischen Kontinents darstellt. Daß die südliche Facies eine Driftbildung ist, ist möglich, aber noch keineswegs durch Fossilfunde sichergestellt. Aber gesetzt auch, diese Linie trennte Grundmoränen- und Driftbildungen, so fällt sie doch keineswegs mit der Küstenlinie unmittelbar zusammen. War das Inlandeis sehr mächtig und der Abfall des Kontinents ein allmählicher, so kann die eigentliche Küstenlinie noch sehr weit vom Rande des Inlandeises entfernt sein. Es ist wichtig, dies im Auge zu behalten; denn man ist nur zu sehr geneigt, dort eine Senkung des Landes anzunehmen, wo man marine Schichten auf Grundmoräne auflagernd beobachtet.

Konstante Unterschiede petrographischer Natur sollen nach Ansicht mehrerer Autoren die Scheidung des Dwyka in eine Moränen- und eine Driftablagerung unterstützen; bevor wir auf sie näher eingehen können, müssen wir den Habitus des Dwyka in großen Zügen einer Betrachtung unterziehen.

---

[1]) Die Kalahari. Berlin 1904 S. 63.

[2]) Auch ROGERS (Geology of the Cape Colony S. 399) nimmt für die Dwyka-Küste einen ostwestlichen Verlauf an, läßt sie aber noch weiter nach Süden rücken. Sie streicht bei ihm durch Karru Poort und entspricht dem 33° s. Br.

3. Petrographische Beschaffenheit.

Das Dwyka-Konglomerat ist in den meisten Fällen als ein Blocklehm mit verhärteter Matrix zu bezeichnen. In einer feinkörnigen Grundmasse sind regellos verteilt halbgerundete Geschiebe, deren Durchmesser von wenigen Millimetern bis zu mehreren Fuß wechselt.

A. Die Matrix.

Die Matrix unterliegt in ihrer Zusammensetzung, wie die unserer heutigen Moräne, ziemlich erheblichen Schwankungen, die schon makroskopisch hervortreten. So ist sie z. B. bei Vereeniging an der Südgrenze des Transvaal so feinkörnig und tonig, daß sie als feuerfester Ton abgebaut wird. Bei Matjesfontain am Südwestrande der Karru ist sie dagegen tonig-sandig und sehr fest. Beinahe quarzitisch erscheint sie dem bloßen Auge bei Mafeking. Die Farbe der Matrix war überall, wo ich es beobachten konnte, ein helleres oder dunkleres Grau, das öfters ins Grüne spielt; beim Verwittern zeigen sich bräunliche und gelbliche Töne.

Cohen[1]) war der erste, welcher die Matrix einer genauen, petrographischen Untersuchung unterzog und ihre klastische Natur über jeden Zweifel erhob. Seine Stücke stammten von Karru Poort und Pataties River in der südwestlichen Kap Kolonie und von Pietermaritzburg, Thornville und Pinetown in Natal. Er beschreibt die Matrix als eine Mikrobreccie. Ein Zement, das der Hauptsache nach isotrop ist und aus amorpher Kieselsäure besteht, verkittet eckige, oft geradezu splitterige Gesteinstrümmer und Mineralfragmente. Unter den mikroskopischen Gesteinsbruchstücken erwähnt Cohen Quarzit, Hornstein, Granit, Gneis, zersetzten Diabas oder Diabasporphyrit, Chloritaggregate mit Einschlüssen von Calcit und Magnetit und verschiedenartige, wahrscheinlich den kristallinen Schiefern angehörige Gemenge. Außerdem fanden sich unter den Bruchstücken einzelner Mineralien Quarz, Orthoklas, etwas seltener Mikroklin und Plagioklas, noch spärlicher Magnesiaglimmer, Kaliglimmer, Augit, Epidot, Hornblende, Granat, Erzkörner und Zirkon. Die Vorkommen aus Natal und aus der südwestlichen Kap-Kolonie stimmten miteinander überein.

Green[2]) beschreibt die Matrix vom Südrande der Karru als dunkelgrau, feinkörnig und fest. Hatch fand in ihr Fragmente

---

[1]) Geognostisch-petrographische Skizzen aus Südafrika. II. Die Karrooformation. N. Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. 5, 1887, S. 195 ff.

[2]) A contribution to the geology and physical geography of the Cape Colony. Quart. Journ. Geol. Soc. 44. 1898, S. 239 ff.

von Quarz, Orthoklas, Chlorit, Plagioklas, Mikroklin, Saussurit, Epidot, Glimmer, Granat, Zoisit, Augit und Olivin, außerdem noch Trümmer von „Felsit" und „Trap", Mikropegmatit und Chiastolith-Fels. Es ist sonderbar, daß bei dieser Zusammensetzung der Matrix HATCH zu dem Schlusse kommen konnte, er habe wahrscheinlich einen vulkanischen Tuff vor sich.

Bisweilen nimmt auch die Matrix den Charakter eines dunkelblauen oder schwarzen Schiefers an, ohne daß sich die Anordnung der Geschiebe dabei ändert. Derartige Varietäten haben ROGERS und SCHWARZ aus dem Distrikt Calvinia beschrieben.[1])

Die Matrix ist, soweit ich dies an Stücken, die ich in Südafrika sammelte, feststellen konnte, teils kalkhaltig, teils kalkfrei. Am kalkreichsten war die von Mafeking. Als mäßig kalkhaltig erwies sie sich bei Riverton am Vaal und Hopetown am Oranje, sehr schwach war der Kalkgehalt bei Karru Poort und Buffels River am Südwestrande der Karru. Als kalkfrei zeigte sich die Grundmasse hingegen bei Vereeniging im südlichen Transvaal und Laingsburg am Südrande der Karru.

Dies Resultat überrascht umso mehr, als das Dwyka bei Vereeniging unmittelbar auf dem dolomitischen Malmami-Kalk aufruht. Es scheint dies darauf hinzudeuten, daß der ursprünglich Kalkgehalt des Dwyka vielfach längst ausgelaugt ist und daß der Kalk, der sich jetzt in der Matrix bisweilen findet, zum großen Teil sekundär bei der Verwitterung der Diabase entstanden ist. Im Einklang mit dieser Deutung steht die Tatsache, daß die Matrix in allen den Fällen, in denen sie sich als kalkig erwies, reichlich Diabasfragmente enthielt, während solche z. B. bei Vereeniging fehlen.

In einzelnen Fällen hat sich der, ursprüngliche oder sekundäre, Kalkgehalt der Matrix lokal konzentriert und zur Bildung von Konkretionen geführt, die ihrer Entstehung nach mit den Lößkindeln zu vergleichen sind. Derartige kugelige oder linsenförmige Konkretionen werden aus dem Distrikt Calvinia[2]) und von der Farm Ratelfontein[3]) im Distrikt Ceres beschrieben; auch in der südlichen Kalahari, 80 engl. Meilen nördlich von Upington am Oranje sollen sie vorkommen.

Ich habe die Matrix von 6 verschiedenen Fundpunkten im Dünnschliff untersucht,[4]) nämlich von Karru Poort und vom

---

[1]) Ann. Report. 1900, S. 44.
[2]) Ann. Rep. 1900, S. 44.
[3]) Ann. Rep. 1903, S. 23.
[4]) Ich wurde bei dieser Untersuchung in liebenswürdigster Weise durch Herrn Dr. FINCKH von der geologischen Landesanstalt unterstützt, dem ich an dieser Stelle dafür meinen herzlichsten Dank aussprechen möchte.

Buffels River am Südwestrande der großen Karru, von Hopetown am Oranje, Riverton am unteren Vaal, Vereeniging im südlichen Transvaal und endlich von Mafeking.

In allen Fällen bestand sie aus einen regellosen Mosaik von sehr ungleich großen, eckigen bis halbgeränderten Gesteins- und Mineralbrocken, die durch verhältnismäßig wenig zementierende Substanz miteinander verkittet waren; die Matrix ist also mit COHEN als Mikrobreccie zu bezeichnen. Im einzelnen ließen aber die verschiedenen Fundpunkte doch ziemlich erhebliche Abweichungen voneinander erkennen.

Bei Karru Poort herrschen in der Matrix stark zersetzte Granitbrocken mit entfärbtem Biotit vor. Daneben findet sich ein Chloritschiefer, der reich an Epidot ist, stark zersetzter Diabas, ein sehr feinkörniger Tonschiefer, grobkörniger Kalk mit chloritischen Produkten, ziemlich stark zersetztem Feldspat und kleinen Quarzausscheidungen, feinkörniger Kalk, ein quarzitisches Gestein mit Chlorit und etwas Kalk u. a. m. Unter den Mineralkörnern herrschte der Quarz weitaus vor, stark zurück treten gegen ihn Orthoklas, Plagioklas, Kalkspat, Biotit, Hornblende und Muscovit.

Die Matrix vom Buffels River ist in ihrer Zusammensetzung der von Karru Poort ähnlich, nur ist sie feinkörniger und enthält mehr Mineralbruchstücke als Gesteinstrümmer.

Bei Hopetown herrschen dagegen stark zersetzter Diabas und seine Zersetzungsprodukte (Chloritmineralien, Kalk, amorphe Kieselsäure) weitaus vor, daneben kommen sehr feinkörnige Quarzite und Kalke vor. Granitisches Material ist zwar vorhanden, tritt aber ganz in den Hintergrund. Eine ähnliche Zusammensetzung hat die Matrix von Riverton, doch scheinen hier die feinkörnigen Quarzite zu fehlen. An beiden Stellen findet sich sehr reichlich sekundärer Kalk in kleinen Hohlräumen der Diabasbrocken oder zwischen den einzelnen Gesteinsfragmenten.

Bei Vereeniging fällt in erster Linie das Fehlen von Diabasmaterial auf; dies ist um so merkwürdiger, als Diabas in nicht sehr großer Entfernung nördlich von diesem Punkte die lange Kette des Klipriversberges bildet. Es ist jedoch möglich, daß dieser Zug von basischen Eruptivgesteinen zur Dwyka-Zeit noch nicht durch die Erosion freigelegt war. Ebenso bemerkenswert ist das Fehlen von Kalkbrocken bei Vereenigung, besonders da hier das Dwyka unmittelbar auf dem dolomitischen Malmami-Kalk aufruht. Es ist sehr wahrscheinlich, das die Kalke, bezw. Dolomite hier durch spätere Auflösung entfernt wurden; darauf deutet eine gewisse Porosität hin, ebenso wie das ziemlich reichliche Vorkommen von Hornstein, der dem Malmami-Horizonte entstammt.

Der Hauptsache nach scheint sich die Matrix bei Vereeniging aus Gesteinen der Pretoriaschichten aufzubauen, deren meist sehr feinkörnige, sandig-tonige Gesteine weitaus überwiegen.

Bei Mafeking trifft man neben vielen Brocken von ziemlich frischem Diabas auch wieder reichlich granitisches Material an. Auch Quarzite und Kalke finden sich hier, reichlich ist sekundäre Kieselsäure vorhanden. Es fällt auf, daß hier und auch noch bei Vereeniging die Gesteine und Mineralbrocken viel eckiger sind, als weiter im Süden.

Im allgemeinen scheint die Matrix des südlichen Dwyka sehr viel mannigfaltiger zusammengesetzt zu sein, als die des nördlichen, welche sehr deutlich lokale Beeinflussungen erkennen läßt. Das Mikroskop bestätigt also die Resultate, welche die Untersuchung der größeren Geschiebe zutage gefördert hat.

Die Substanz, welche die Gesteins- und Mineraltrümmer in der Matrix verkittet, ist am deutlichsten im Dwyka von Mafeking zu erkennen. Sie ist durchsichtig, hellgrün, zuweilen fein porös und im wesentlichen isotrop; augenscheinlich ist es amorphe Kieselsäure. Diese Substanz umfließt die Gesteinsbrocken und scheint in den Diabasen die farbigen Gemengteile zu ersetzen, sodaß die ophitisch angeordneten Feldspate in ihr zu schwimmen scheinen. Augenscheinlich handelt es sich um einen der Verkieselungsvorgänge, wie sie PASSARGE und KALKOWSKY aus der Kalahari beschreiben. Daß als Verkieselungsmittel Opal und nicht Chalcedon vorhanden ist, scheint für ein jugendliches Alter des Vorganges zu sprechen; denn PASSARGE[1]) gibt an, daß im Gegensatz zu einer älteren Chalcedon-Verkieselung eine zweite, jüngere Infiltration aus Opal besteht.

Ähnlich, wie bei Mafeking, ist die Kittsubstanz bei Vereeniging beschaffen; jedoch ist sie hier lange nicht so rein, ihr Charakter ist daher weniger deutlich zu erkennen. Auch ist die Färbung hier nicht grünlich, sondern zeigt helle, bräunliche Töne.

Im Gegensatz dazu scheint bei Riverton die verkittende Masse im wesentlichen aus fein verteiltem kohlensaurem Kalk zu bestehen. Bei Hopetown ist außer Kalk noch ein dunkelbraungrünes, aus der Zersetzung des Diabas stammendes Mineral und möglicherweise auch amorphe Kieselsäure beteiligt.

Gleich zusammengesetzt ist diese Substanz bei Buffels River und Karru Poort; sie ist in beiden Fällen dunkel gefärbt, möglicherweise durch organische Substanz, und besteht in der Hauptsache aus amorpher Kieselsäure.

Die leichte Zerstörbarkeit des Dwyka in der Vaal-Gegend

---

[1]) Kalahari, p. 612.

ist wohl auf den Kalkgehalt der Kittsubstanz, bei Vereeniging jedoch auf die Häufigkeit von Tongesteinsbrocken zurückzuführen. Die größere Festigkeit der Konglomerate am Südwestrande der großen Karru wie bei Mafeking beruht aber auf der sekundären Verkieselung. Aus der verschiedenen Zerstörbarkeit auf eine primär verschiedene Entstehungsweise der Konglomerate schließen zu wollen, wie dies vielfach geschehen ist, wäre verkehrt.

B. Die Geschiebe.

Im typischen Dwyka-Konglomerat liegen große und kleine Geschiebe wie in einer Grundmoräne regellos durcheinander; es scheinen aber Blöcke von so riesigen Dimensionen, wie wir sie aus unserem norddeutschen oder alpinen Diluvium kennen, hier zu fehlen. Auch die Schollen von älteren Sedimentgesteinen, die wir in den norddeutschen Diluvialbildungen so häufig antreffen, sind aus dem Dwyka bisher noch nicht bekannt geworden; wahrscheinlich beruht dies darauf, daß das Dwyka meist sehr harten, widerstandsfähigen Gesteinen aufruht, während die Sedimentschollen des deutschen Geschiebemergels meist weichen und leicht zerstörbaren Gesteinen angehören.

Mir liegen im Augenblicke 51 Geschiebe von 8 verschiedenen Fundpunkten des südafrikanischen Dwyka vor. Davon kann ich nur eines, einen schön gefalteten Eisenquarzit, den ich bei Matjesfontein am Südwestrande der Karru sammelte, allenfalls als eckig bezeichnen, obgleich auch dessen Kanten nicht ganz scharf sind. Alle anderen Geschiebe waren kantengerundet oder halbgerundet und näherten sich mehr oder minder einer regelmäßigen, meist ellipsoidalen Form, die aber in keinem Falle ganz erreicht wurde. Etwa die Hälfte der gesammelten Geschiebe zeigt auf dem größeren Teile ihrer Oberfläche Schrammen; diese laufen zuweilen wirr durcheinander, bei den länglichen Geschieben verläuft aber die hauptsächliche Kritzung der Längsachse des Stückes annähernd parallel. Bei Geschieben, die sich der Zylinderform nähern, sind die Längsflächen öfters stark geschrammt, während die Basalflächen keine oder nur geringe Schrammung aufweisen. Bei plattigen Stücken tragen die breiten Flächen Kritzen, die schmalen nicht. Man kann übrigens genau die gleichen Erscheinungen an diluvialen oder rezenten Glacialgeschieben beobachten; sie erklären sich dadurch, daß sich die zylindrischen Geschiebe mit ihrer Längsachse parallel zur Bewegung des Gletschers stellen und daß die flachen Stücke ihre breiten Seiten senkrecht zum Drucke orientieren. Überhaupt lassen sich die meisten geschrammten Dwyka-Geschiebe, wenn sie einigermaßen frisch sind, nicht von rezenten oder diluvialen unterscheiden.

Neben Geschieben, bei denen sich die Schrammen kreuzen und mehrere Flächen bedecken, finden sich andere, bei denen sie hauptsächlich auf eine Fläche beschränkt sind und im allgemeinen untereinander parallel verlaufen. Ich habe zwei besonders bezeichnende Geschiebe dieser Art bei Hopetown am Oranje-Flusse gesammelt. Die eine Fläche ist hier vollkommen abgeschliffen und mit außergewöhnlich tiefen Schrammen bedeckt, die anderen Teile sind jedoch nur schwach gerundet und zeigen lediglich eine sehr undeutliche Schrammung. Ich vermute, daß es sich bei diesem Typus, der sich auf den ersten Blick von dem normalen unterscheiden läßt, um losgebrochene Teile des von der Moräne bedeckten Untergrundes oder um Teile eines Geschiebepflasters [1]) handelt.

Ich bin der Ansicht, daß gekritzte Geschiebe im Dwyka ganz allgemein verbreitet und wahrscheinlich ebenso häufig sind, wie etwa im norddeutschen Geschiebemergel. Wenn man an einzelnen Aufschlüssen im Dwyka sehr viele schöngekritzte Geschiebe sammeln kann, während sie an anderen recht selten sind, so hängt dies augenscheinlich mit der Beschaffenheit der Matrix zusammen. Ist diese feinkörnig und weich, wie bei Vereeniging im südlichen Transvaal, so sind Kritzengeschiebe in großer Anzahl und sehr guter Erhaltung zu sammeln; einige, die ich dort auflas, sind tatsächlich nicht von Diluvialgeschieben zu unterscheiden. Ist dagegen die Grundmasse hart, wie bei Matjesfontein am Südwestrande der großen Karru, so kann man lange nach einem deutlich gekritzten Geschiebe suchen, und bei Mafeking, wo sie widerstandsfähiger ist als die meisten Geschiebe, fand ich überhaupt kein gekritztes Exemplar.

Im allgemeinen macht man die Erfahrung, daß gekritzte Geschiebe am Süd- und Südwestrande der Karru, wo das Dwyka gefaltet ist, viel seltener auftreten, als weiter im Norden,[2]) wo es völlig flach liegt. Es hängt dies möglicherweise damit zusammen, daß durch den Faltungsprozeß die Kritzen zerstört sein mögen; der Hauptgrund ist aber wohl der, daß die Matrix durch die gebirgsbildenden Kräfte eine Veränderung erfahren hat, die sich sehr deutlich auch in ihrer groben Schieferung ausspricht; sie verwittert daher im Süden schwerer und gibt nicht so leicht gut erhaltene Geschiebe her.

Fazettengeschiebe sind im Dwyka selten; trotzdem ich überall mit Eifer gerade nach ihnen suchte, besitze ich nur einige wenige, vielleicht sogar nur ein einziges typisches. Nach

[1]) Vergl. S. 385.

[2]) ROGERS und D[illegible] Rep. 1903 S. 20.

KOKEN und NÖTLING[1]) wären die Fazettengeschiebe zeitweilig in gefrorenen und festliegenden Teilen der subglacialen Grundmoräne eingeschlossen gewesen, über die das Inlandeis hinwegglitt. Ich halte es für möglich, daß diese Deutung für die permischen Geschiebe der Schlucht von Makrach in der Salt Range und für manche andere zutreffend ist. Sie stößt jedoch auf Schwierigkeiten in den Fällen, in welchem auf einem Geschiebe zwei genau parallele Flächen angeschliffen sind. Ich hoffe, auf diese interessante Fragen in einer späteren Arbeit zurückzukommen, welche die Fazettengeschiebe der antarktischen Eisberge zum Gegenstande haben wird.

Zuweilen läßt sich eine einigermaßen gesetzmäßige Verteilung der Geschiebe im Dwyka feststellen. Dort, wo am Südwestrande der großen Karru, im Distrikt Ceres und bei Laingsburg, Dwyka konkordant den Wittebergsandstein überlagert, enthalten seine untersten und obersten Lagen nur kleinere Geschiebe; die größeren finden sich ausschließlich im mittleren Teile, der überhaupt am geschiebereichsten ist. Zuweilen finden sich Lagen, in denen die Geschiebe außergewöhnlich groß und zahlreich sind. Ein solches „boulder bed" von 10—15′ Mächtigkeit, das sich über 15 englische Meilen weit verfolgen läßt, beschreiben ROGERS und DU TOIT[2]) von Elands Vlei im Distrikt Calvinia. Ein anderes geschiebereiches Band, dessen Blöcke 2—5′ Durchmesser aufweisen, wird von VAN WYKS Vlei, Calvinia[3]) erwähnt.

Über die petrographische Beschaffenheit der Dwyka-Geschiebe liegen ziemlich zahlreiche Mitteilungen in der Literatur vor.

SUTHERLAND führt aus dem Dwyka von Natal an: Granit, Gneis, graphitische Gesteine, Quarzit, Grünstein und Tonschiefer, COHEN aus Natal und dem Südwestrande der Karru: Hornstein, Quarzit, Schiefer, Gneis und besonders zahlreiche Abarten von Granit. Auch am Südrande der Karru ist nach GREEN ein heller, quarzreicher Granit sehr häufig. Systematische Aufsammlungen von Dwyka-Geschieben haben neuerdings ROGERS und DU TOIT[4]) bei Stompier-Fontein, Distrikt Calvinia, am Westrande der großen Karru gemacht. Nach ihren Angaben enthält das dortige Dwyka:

Quarzite verschiedener Art	35%
Granit und Gneis	17%
Sandstein	14%

[1]) Centralblatt f. Mineral. etc. 1903 S. 42, 97 und 625.
[2]) Ann. Rep. 1903 S. 22.
[3]) Ann. Rep. 1900 S. 44.
[4]) ROGERS and DU TOIT, Geolog. Survey of Ceres, SUTHERLAND and CALVINIA. Ann. Rep. Geol. Comm. Cape of Good Hope 1903 S. 20.

Diabas und Diabasmandelstein 15%
Gangquarz 4%
Krystalline Kalke, Tonschiefer, Glimmerschiefer, Hornsteine, Quarzporphyr 15%.

Im Distrikte von Prieska am Oranje-Fluß sind nach ROGERS und SCHWARZ[1]) Quarzite und Jaspis besonders häufig; neben ihnen finden sich Granit, Gneis, Diabas und Diabasmandelstein und dolomitischer Kalk. Nach meinen Beobachtungen werden weiter aufwärts am Oranje wie besonders am Vaal Diabasgerölle ganz besonders häufig, was nicht verwunderlich ist, da die riesige Diabasdecke der Vaalgegend meist das Dwyka direkt unterlagert.

Im Pondolande bestehen die Geschiebe wie gewöhnlich teils aus Granit, Gneis, Diabas und anderen krystallinen Gesteinen, teils aus älteren, meist sandigen Sedimenten. Es fehlen jedoch hier gewisse Gesteine der westlichen Karru, so z. B. die Jaspisse und Eisenquarzite der Griquatown-Schichten.

Bei Vereeniging im südlichen Transvaal fand ich überwiegend Schiefertone und helle „Tonsteine", die gewissen Mergelkalken sehr ähnlich sehen, aber keine Karbonate enthalten; sie stammen wahrscheinlich aus den Pretoria-Schichten, welche weiter nördlich anstehen. Unter den Geschieben des Dwyka, welches östlich von Pretoria auf Waterbergsandstein liegt, sind quarzitische Sandsteine und Konglomerate, die der Unterlage entnommen sind, am häufigsten; ihnen zunächst kommen rote Granite, Granitporphyre, Syenite, d. h. Gesteine des großen Lakkolithen im mittleren Transvaal. An einer Lokalität am Wilge River, wo Dwyka auf Schiefern der Pretoria-Schichten ruht, sind Geschiebe dieser Schichten besonders häufig.

Im nördlichen Verbreitungsbezirk, wo Dwyka diskordant auf oft geschrammtem Untergrunde liegt, stammen die Geschiebe häufig aus der unmittelbaren Nachbarschaft, so daß das Dwyka zuweilen den Charakter einer Lokalmoräne erhält.

Das Vorkommen von Lokalmoränen betont MOLENGRAAFF[3]) ausdrücklich für den Vryheid-Distrikt. Ein sehr schönes Beispiel führt DUNN von den Doornbergen, Griqualand West an.[4]) Auch aus dem Distrikt Calvinia[5]) am Westrande der großen Karru

---

[1]) Oranje River Ground Moraine. Transact. S. Afric. Philos. Soc. **11**. 1900 S. 115.

[2]) Geolog. Surv. Transvaal. Report 1903 S. 21.

[3]) Glacial origin of the Dwyka-Conglomerate. Transact. Geolog. Soc. South Africa. **4**. 1898. S. 110.

[4]) Vergl. S. 328.

[5]) Ann. Rep. 1900.

wird das lokale Überwiegen gewisser Geschiebetypen berichtet, deren Anstehendes zumeist weiter im Norden zu suchen ist. Ebenso lassen die Mitteilungen MELLORS aus dem Gebiete östlich von Pretoria erkennen, wie stark der Untergrund die Zusammensetzung der Geschiebe beeinflußt

Im Süden hingegen, wo Dwyka konkordant auf den nächst älteren Schichten des Witteberg-Sandsteins aufruht, hat es von seinem Untergrunde fast nichts aufgenommen. Die Geschiebe sind also hier fast sämtlich Exoten, die einen langen Transport erfahren haben.

Es ist nun sehr bemerkenswert, daß diese Geschiebe nicht auf einen Transport von Süden nach Norden hinweisen, der im Zusammenhang mit einer antarktischen Vereisung stehen könnte, sondern durchwegs einen nördlichen Ursprung verraten. So sind z. B. die Diabase, welche häufig im Dwyka von Prince Albert Village etc. am Südrande der Karru auftreten, ident mit denen des Klipriversberges bei Johannesburg und der Vaalgegend. Die äußerst charakteristischen Eisenquarzite, wie ich sie z. B. bei Matjesfontein sammelte, kennt man vom Hospital Hill bei Johannesburg, aus dem östlichen Transvaal und von den Doornbergen. Die hornsteinführenden kristallinen Kalke, welche im Dwyka der westlichen Karru häufig auftreten[1]), finden sich anstehend am Campbell Rand in Griqualand West und entsprechen dem in Transvaal so weit verbreiteten Malmami-Kalk oder Dolomit. Mikroklin-Granite und Gneise, welche im Dwyka der Kap Kolonie eine bedeutende Rolle spielen, kommen in der Gegend des Oranje vor. Rote Quarzite und Sandsteine, die im Dwyka der südlichen und westlichen Karru eine sehr gewöhnliche Erscheinung sind, entsprechen den Matsáp Schichten, helle Quarzite und Glimmerschiefer den 'Keis Schichten von Griqualand West. Für viele Dwyka-Gerölle ist jedoch das anstehende z. Z. noch nicht nachgewiesen.

4. Heterogene Einlagerungen im Dwyka-Konglomerat.

Verhärtete Blocklehme mit echter Grundmoränenstruktur spielen überall im Dwyka die Hauptrolle; ihnen eingelagert finden sich aber nicht selten Bänke und Linsen von Schottern, Sanden oder geschichteten Tonen, deren Ursprung auf Absatz im Wasser zurückgeführt werden muß.

Linsen von hellgefärbten Quarziten, die wohl ursprünglich sehr feinkörnige Sande waren, sieht man besonders häufig bei Matjesfontein; sie haben zuweilen ziemlich bedeutende Dimensionen und ragen gleich mächtigen Walfischrücken über die leichter

[1]) ROGERS, Geology of Cape Colony. London 1905. S. 171.

verwitternden Konglomerate empor. Taschen von Quarzit beschreibt SCHWARZ[1]) aus dem Dwyka nördlich von Kandos Poort im Distrikt Prince Albert am Südrande der Karru. Ähnliche linsenförmige Einlagerungen erwähnen ROGERS und DU TOIT[2]) von Beukes Fontein und Wardouw im Distrikt Ceres, also vom Südwestrande der großen Karru; sie bestehen hier aus hellgefärbten, feineren und gröberen quarzitischen Sandsteinen, welche Kreuzschichtung zeigen und Gerölle von Quarz, Quarzit, Feldspat, Sandstein und Schiefer führen. Die Mächtigkeit dieser Quarzitlinsen beträgt im Maximum 25 Fuß. Auch östlich von Karru Poort sollen sie häufig sein. Von Grahamstown und Drielings Kloof südlich von Laingsburg erwähnen dieselben Autoren sogar ganze Schichten von Quarzit, die dem Dwyka eingelagert sind.

Ich habe derartige Quarzitlinsen in dem nördlichen Dwyka nicht mehr beobachten können und finde sie auch in der Literatur nicht erwähnt. Wohl aber traf ich Bänke von mäßig verhärtetem feinen Sand und grobem Kies im Dwyka von Hopetown am Oranje.

MOLENGRAAFF[3]) beschreibt fluviatile Bänke aus dem Distrikt von Vryheid im südöstlichen Transvaal und erwähnt besonders Kreuzschichtung von der Farm Umkusberg am Umkuzi-Flusse. Auch Wellenfurchen gibt er von der Farm Mooiklip an; sie hat übrigens bereits SUTHERLAND[4]) im Dwyka von Natal beobachtet. Alle diese Erscheinungen deuten wohl auf einen zeitweiligen Rückgang der Eisbedeckung hin.

Am deutlichsten lassen sich derartige Oscillationen in den Profilen erkennen, welche MELLOR[5]) von dem Dwyka östlich von Pretoria veröffentlicht hat.

Besonders schön sieht man sie an den hohen Ufern des Bronkhorst Spruit, von dem MELLOR drei Profile angibt. Das unterste Glied, das hier in einer Mächtigkeit von 5 Fuß aufgeschlossen ist, ist ein wohlgeschichteter Sandstein, der vereinzelt größere Geschiebe führt; man könnte ihn in Anlehnung an norddeutsche Diluvialbildungen als einen verhärteten Geschiebesand ansehen. Darüber folgt ein 6 Fuß mächtiges System von gelben sandigen Schiefertonen, in denen sich ebenfalls bisweilen größere

---

[1]) Ann. Rep. 1903 S. 88.

[2]) Ann. Rep. 1903 S. 28.

[3]) On the glacial origin of the Dwyka-Conglomerate. Transact. Geol. Soc. South-Afrika **4**. 1898 S. 110.

[4]) Notes on an ancient boulder clay of Natal. Quart. Journ. Geol. Soc. London **26**. 1870 S. 514 ff.

[5]) Geological Survey Transvaal Report 1903, t. XVIII, f 1—3.

Gerölle vorfinden; diese Schiefertone bestehen aus sehr regelmäßigen Lagen, deren Dicke von $^1/_{10}$ bis $1\,^1/_2$ Zoll wechselt. Es scheint mir, daß diese Bildung mit den norddeutschen Bändertonen zu vergleichen ist, welche sich in ruhigem Wasser vor dem Eisrande niederschlugen; auch in ihnen beobachtet man zuweilen größere Geschiebe, welche die sonst sehr regelmäßige Schichtung stören. Dem obersten Teile dieser feingeschichteten Tonschiefer ist am Bronkhorst Spruit bereits ein 3 Zoll dickes Bänkchen von Geschiebemergel eingelagert. Nach oben folgen wiederum Sandsteine und erst dann kommt das eigentliche Dwyka, das aber hier reich an Sandschmitzen ist und eine ziemlich sandige Matrix besitzt. Den Abschluß nach oben bilden wiederum Sandsteine mit vereinzelten größeren Geschieben.

Die Unterlage bis Dwyka ist am Bronkhorst Spruit noch nicht aufgeschlossen; nach Analogie des Profils am Wilge-Flusse [1]) und bei Balmoral [2]) darf man vermuten, daß die Geschiebesandsteine, welche im Niveau des Bronkhorst Spruit anstehen, noch von Dwyka unterlagert werden, welches diskordant der Oberfläche des Waterberg-Sandsteins auflagert.

Wir beobachten also östlich von Pretoria im allgemeinen das folgende Profil, (von oben nach unten)

1. Kohlenflöz
2. Geschichtete Sande
3. Geschiebemergel
4. Feingeschichtete Tone und geschichtete Sande
5. Geschiebemergel.

Da dieses Profil bisher an anderen Punkten im Dwyka noch nicht nachgewiesen worden ist, so wird man vorläufig wohl gut daran tun, in ihm eher den Ausdruck lokaler Oscillationen des Eisrandes als den einer bestimmten Interglacialperiode zu suchen. Auffallend bleibt es immerhin, daß gerade die Profile, welche am deutlichsten fluviatile und limnische Einlagerungen im Dwyka erkennen lassen, dem Zentrum der Vereisung am nächsten liegen, welches wir für das mittlere oder nördliche Transvaal annehmen müssen.

Im Einklange damit steht meine Beobachtung, daß manche Bänke des Dwyka von Mafeking mehr den Eindruck eines sehr groben Schotters, als den eines verhärteten Geschiebelehms machen.

Dort, wo diluviales Inlandeis über fluvioglaciale Ablagerungen hinweggeschritten ist, finden sich diese nicht selten

[1]) Report 1903 t. XVIII, f. 4.
[2]) Ebenda, t. XIX.

gestaucht[1]) oder in komplizierter Weise mit der Grundmoräne verzahnt. Analoge Erscheinungen sind auch aus dem nördlichen Dwyka bekannt geworden. MOLENGRAAFF erwähnt sie aus dem südöstlichen Transvaal und vergleicht sie mit der contorted drift von Skandinavien und Schottland. Vertikale und horizontale Zungen von Konglomerat dringen nach ROGERS und DU TOIT[2]) bei Witte Vlakte West (Calvinia) in einen tonigen Sandstein ein; an spätere Einfaltung ist hier nicht zu denken.

Nicht auf bewegtes Wasser zurückzuführen ist wohl die meist nicht besonders deutliche Schichtung der Konglomeratbänke, welche vielfach, besonders im südlichen Dwyka zu beobachten ist. Sie darf nicht mit der sehr deutlichen Schieferung verwechselt worden, welche das südliche Dwyka dort kennzeichnet, wo es von der Faltung der Randketten mit ergriffen ist. Die Schieferung bedingt den Zerfall in einzelne, mehr oder minder steil aufgerichtete Gesteinsplatten, welche auffällig an die Grabsteine eines Kirchhofs erinnern.

5. Mächtigkeit.

Die Mächtigkeit des Dwyka nimmt im allgemeinen in der Richtung von Nord nach Süd zu, ist aber im einzelnen großen Schwankungen unterworfen. In der De Beers Mine[4]) in Kimberley beobachtet man eine untere Lage von 18 Fuß, welche durch 15 Fuß schwarze Schiefer von einer oberen nur 4 Fuß mächtigen Konglomeratbank getrennt ist; in der Wesselton Mine bei Kimberley fand man das Konglomerat 5 Fuß dick. Etwas mächtiger ist es jedenfalls bei Riverton am Vaal, nordwestlich von Kimberley. Bei Vereeniging ist das Dwyka nach Angaben von Herrn LESLIE, dem ich hier für seine höchst instruktive Führung noch einmal danken möchte, etwa 50 Fuß mächtig. Am Oranje, in der Nähe des Deep River, ist nach DUNN[5]) die Mächtigkeit bereits auf 300 Fuß gestiegen, in Natal beträgt ihr Maximum 1200 Fuß. Am West- und Südwestrande der großen Karru ist der Durchschnittswert 1000 Fuß, er reduziert sich aber gegen Norden.[6]) Bei Zoetendaels Vley nördlich von Uniondale, am Südrande der Karru, hat SCHWARZ[7]) 500 Fuß gemessen.

---

[1]) Vergl. besonders H. CREDNER, Schichtstörungen im Untergrunde des Geschiebelehms etc. Diese Zeitschr. 32. 1880 S. 75.
[2]) Geology of Transvaal, 1904 S. 71.
[3]) Ann. Rep. 1903 S. 23.
[4]) Nach Corstophine in Ann. Rep. Geolog. Comm. Cape of Good Hope 1899. S. 23.
[5])
[6]) ROGERS u. DU TOIT. Ann. Rep. 1903. S. 24.
[7]) Ebenda, S. 94.

6. Geschrammte Felsoberfläche unter dem Dwyka.

Daß die Oberfläche, der das Dwyka in seinem nördlichen Verbreitungsbezirke diskordant aufruht, häufig Schrammen und Politur aufweist, hat bereits SUTHERLAND in seinen ersten Publikationen behauptet. Seitdem ist dieses Phänomen von zahlreichen Autoren und an sehr verschiedenen Punkten beobachtet worden und hat stets als stärkster Beweis für den glacialen Ursprung des Dwyka gegolten.

Trotzdem muß ich gestehen, daß ich gerade dieser Erscheinung von vorn herein sehr skeptisch gegenüberstand. Zwar existierten zur Zeit, als ich meine Beobachtungen in Südafrika begann, bereits mehrere photographische Darstellungen der permischen Rundhöckerlandschaft; aber es ist, wie ich selbst auf Kerguelen erfahren habe, ziemlich schwer, gerade diesen Landschaftstypus naturwahr auf der Photographie wiederzugeben, und so konnte mich denn keine der bisherigen Abbildungen davon ganz überzeugen, daß man in Südafrika unter uralten Konglomeraten frische Gletscherspuren finden könne. Es will einem zu schwer in den Kopf, daß derartige Dinge, deren leichte Vergänglichkeit wir an diluvialen Erscheinungen ja auf Schritt und Tritt beobachten können, sich aus dem Palaeozoikum erhalten haben sollen.

An dem allerdings wunderbar schönen Aufschlusse von Riverton am Vaal habe ich meinen Tag von Damascus erlebt. Ich habe die Spuren ehemaliger Vergletscherung an sehr vielen Stellen der Alpen, Norddeutschlands und Nordeuropas gesehen und hatte vor nicht zu langer Zeit vier Wochen auf der Insel Kerguelen zugebracht, die außerordentlich reich an glazialen Phänomenen ist. Und trotzdem muß ich gestehen, daß die Oberfläche des Diabases von Riverton so frische und untrügliche Spuren ehemaliger Vergletscherung aufweist, wie ich sie selten bisher gesehen habe. Wenn man Rüdersdorf als beweisend für eine diluviale Eisbedeckung Norddeutschlands angesehen hat, so muß man Riverton dieselbe Beweiskraft für die permische Eiszeit in Südafrika zusprechen. Denn die Glaziallandschaft am Vaal ist mindestens ebenso klar und frisch wie jene märkische.

Die Felsoberfläche, welche bei Riverton in junger Zeit von der schützenden Decke des Dwyka entblößt worden ist, ist wohl über 10000 Quadratmeter groß. Ein Teil dieses Areals liegt am linken Ufer des Vaal in unmittelbarer Nähe des kleinen Hôtels, ein anderer auf der flachen Vaal-Insel ihm gegenüber. Auf ihr wird das Gestein bei Hochwasser vom Flusse überspült, aber es ist diesem noch nicht gelungen, die Kritzen zu ver-

wischen; er hat sich damit begnügen müssen, die Gesteinsoberfläche mit einer dunklen Eisenmanganhaut zu überziehen.

Der Anblick ist der einer typischen Rundhöckerlandschaft. Die Schrammen gleichen auch darin den echten Gletscherschrammen, daß sie nicht alle einander genau parallel verlaufen. Die eine oder andere Kritze weicht etwas von der Hauptrichtung ab und kreuzt sie unter spitzem Winkel. Hin und wieder ist ein Stückchen aus der Gesteinsoberfläche ausgebrochen, ein Ansatz zur splitternden Glacialerosion, wie sie Baltzer beschreibt. Eine ungeschrammte Leeseite konnte ich bei Riverton nicht beobachten, augenscheinlich sind dazu die Rundhöcker zu flach. In der Richtung der Kritzen verlaufen auch sehr bezeichnende flache Rinnen und Mulden.

Die Richtung der Schrammen ist nach meinen Messungen

am linken Vaal-Ufer N. 70 W. mißw. = S. 83 W. rechtw.
auf der Vaal-Insel N. 78 W. mißw. = S. 75 W. rechtw.

Selbst Gletschertöpfe fehlen nicht. Ich konnte einen, allerdings ziemlich kleinen, auf der Vaal-Insel entdecken; er liegt nicht sehr hoch über dem mittleren Wasserstande des Vaal, allein bei dem sehr phlegmatischen Laufe dieses Flusses erscheint seine Bildung in moderner Zeit ausgeschlossen. Nach einer freundlichen mündlichen Mitteilung von Herrn Professor Molengraaff sind Gletschertöpfe unter dem Dwyka stromabwärts ziemlich häufig.

Daß bei Riverton (und weiter abwärts am Vaal, wie Stow und Molengraaff berichten), die Kritzen so außerordentlich scharf und frisch erhalten sind, hängt augenscheinlich mit der Beschaffenheit des Gesteins zusammen, das sie trägt. Der feinkörnige Diabas, der in der Vaalgegend eine so große Verbreitung besitzt und möglicherweise mit dem Diabasmandelstein am Klipriversberge bei Johannesburg in Verbindung steht, ist wie kein anderes Gestein dazu befähigt, Gletscherschrammen aufzunehmen und zu konservieren.

Auch die große Frische der südafrikanischen Glacialerscheinungen kann mich heute nicht mehr wundern. Ich unterschreibe Wort für Wort, was Molengraaff[1]) in Bezug darauf sagt: „In such parts of the country I found a typical moraine landscape presenting all the characteristics of such landscapes in a way so clear and distinct, that it is not surpassed by the best known parts of the moraineland formed round the Alps, in the planes of North Germany and Holland, and in many other places in Europe, where they form the geologist's most valuable evidences

[1]) On the glacial origin of the Dwyka Conglomerate. Transact. Geolog. Soc. South Africa. 4. 1898 S. 107.

to prove the great extent of the European glaciers in the Quarternary ice age. At the first glance it might appear astonishing that glacial phenomena of such an ancient (Permian?) date should have preserved their peculiarities with as much clearness as of the glaciers had extended to South Africa in geologically recent times, but it may be easily understood that once the glacial deposits were covered by the upper Karroo beds, nothing could injure them and alterations could only take place by pressure and chemical agency, and we see just the effects of these agencies in the conversion of our Dwyka boulder clay into the Dwyka Conglomerate. The destruction of the glacial deposits and their characteristics only began as soon as the upper Karroo beds were so far removed by erosion, that they became in places uncovered."

Wenn ich hier so lange bei Riverton verweilte, so hat dies seinen Grund darin, daß ich die dortige Glaciallandschaft mit eigenen Augen gesehen habe und mich deswegen mit der Sicherheit aussprechen darf, welche eigene Anschauung verleiht. Es erscheint mir aber zweifellos, daß an vielen anderen Punkten im Bereiche des nördlichen Dwyka die Dinge sehr ähnlich liegen, wie bei Riverton.

So findet sich weiter abwärts am Vaal, in Griqua-Land West, eine Reihe von Aufschlüssen, welche nach MOLENGRAAFF[1]) in jeder Hinsicht dem von Riverton entsprechen; sie waren bereits STOW bekannt, der sie in einem nachgelassenen, bisher noch nicht publizierten Manuskript beschreibt.

Verfolgt man den Vaal noch weiter abwärts, so kommt man, nahe seiner Einmündung in den Oranje, an die Stelle, welche bereits von DUNN[2]) und später noch einmal ausführlich von SCHENCK[3]) beschrieben worden ist. Das Dwyka ruht hier Tonschiefern und Kalksteinen auf, die nach SCHENCK der Kapformation angehören, wohl aber sicher[4]) mit den Lydenburger Schichten (Transvaal-System MOLENGRAAFFS) zu indentifizieren und daher nach neuerer Auffassung für älter anzusehen sind, als die Kapformation. Nur die Schiefer zeigen an dieser Stelle noch Kritzen, die Oberfläche des Kalksteins ist rauh und verwittert.

Sehr schöne Glacialerscheinungen haben neuere Aufnahmen

[1]) Geology of Transvaal, Edinburgh u. Johannesburg 1904 S. 68.
[2]) Report on a supposed extensive deposit of coal etc. Cape-[t]own 1886 S. 9.
[3]) Über Glacialerscheinungen in Süd-Afrika. Verhandl. d. 8. Deutsch. [Geo]graphen-Tages, Berlin 1889 S. 152.
[4]) PASSARGE, Kalahari, S. 70.

von ROGERS und SCHWARZ[1]) am Oranje nachgewiesen. Bei Jackals Water im Bezirke Prieska ist es ein Quarzit, welcher sehr deutliche Schrammung zeigt. Die einzelnen Kritzen sind zuweilen 2 Fuß lang und kreuzen einander unter sehr spitzen Winkeln. Die Rundhöcker sind auf der Südseite rauh und nicht gekritzt, haben also hier ihre Leeseite; ein derartiger Rundhöcker erhebt sich etwa 10 Fuß über die Oberfläche und ist 60 Fuß lang. An einer Stelle ist eine senkrechte Wand des quarzitischen Untergrundes mit Kritzen bedeckt, welche denen der Rundhöcker parallel laufen Ähnlich, aber etwas weniger schön sind die Erscheinungen bei Klein Modder Fontein, etwa 15 Meilen SSW von Jackals Water.

Bei Vilets Kuil am Beer Vlei, Distrikt Hopetown, ist nach Angabe derselben Autoren ein Rücken von Mandelstein-Felsit geschrammt; auch hier entspricht die Südseite der Leeseite.

Es ist bezeichnend, daß sich in den Distrikten von Prieska und Hopetown Kritzen nur auf Quarziten und Felsiten. d. h. auf sehr feinkörnigen und widerstandsfähigen Gesteinen erhalten haben. Alle anderen Gesteine, welche das Dwyka hier unterlagern, wie die magnetitreichen Jaspisschichten der Doornberge, Granit, Gneis, Melaphyr und kristalline Kalke, zeigen keine Schrammen mehr, wiewohl an Granitoberflächen sich zuweilen noch die Rundhöckerformen erkennen lassen.

Aus Natal berichtet bereits SUTHERLAND, daß die Oberfläche des „Tafelbergsandsteins" unter dem Dwyka an mehreren Lokalitäten geschrammt sei; so am Umgeni oberhalb Queens Bridge, bei den Kupferminen am Ifumi und bei Fort Buckingham am Tugela.[2]) Fraglich ist nur. ob man es tatsächlich hier mit Tafelbergsandstein zu tun hat oder ob nicht etwa ein Horizont der Lydenburger Schichten vorliegt, wie PASSARGE vermutet. Doch hält auch die Cape Survey die Sandsteine Natals für Tafelberg-Sandsteine.

Prachtvolle Glacialerscheinungen beschreibt MOLENGRAAFF[3]) neuerdings aus dem Distrikt Vryheid im südöstlichen Teile von Transvaal. Die Schichten, welche hier von Dwyka bedeckt worden sind, gehören der sogen. Barberton-Serie der südafrikanischen Primärformation an und bestehen aus Tonschiefern, Quarziten etc. mit intrusiven Graniten. MOLENGRAAFF erwähnt folgende Lokalitäten, an denen gekritzte Gesteinsoberflächen zu beobachten sind:

---

[1]) Oranje River Ground Moraine. Transact. South Afric. Philos. Soc. 11. 1900 S. 117.

[2]) SUTHERLAND, Geology of Natal. Durban 1868 S. 17, zitiert nach MOLENGRAAFF in

[3]) MOLENGRAAFF, Origin of the Dwyka Conglomerate. Transact. Geolog. Soc. South Africa 4. 1898 S. 105.

1. Farm Nauwpoort, unweit des Zwart Umvolosi-Flusses. Quarzit.

2. Farm Vlakhoek und Tuschenheide. Quarzit, Sandstein und Konglomerat.

3. Farm Blauwbank. Hornblende-Granit.

4. Farm Doornpan. Tonschiefer.

Sehr schöne Rundhöcker zeigt besonders der Quarzit der Farm Nauwpoort; sie werden hier bis 50 Fuß hoch und sind so glatt, daß sich die Sonne in ihnen spiegelt; eine Leeseite läßt sich an ihnen nicht beobachten.

Aus den südlichen Teilen des mittleren Transvaal waren bis in neueste Zeit geschrammte Felsoberflächen noch nicht bekannt gewesen; es liegt dies z. T. daran, daß hier, wie z. B. bei Vereeniging, Kalk und Dolomit die Unterlage des Dwyka bildet, zum anderen Teil aber auch an dem Umstand, daß die untere Grenze des Dwyka hier vielfach nur in Grubenaufschlüssen bekannt geworden ist. In allerletzter Zeit haben aber die Aufnahmen der Landesuntersuchung[1]) von Transvaal auch östlich von Pretoria prachtvolle Glacialerscheinungen nachgewiesen. Das Dwyka lagert hier diskordant auf dem sogen. Waterberg-Sandstein, einem Horizont von noch unbestimmtem Alter, der aber jedenfalls sehr viel jünger ist als die Lydenburger Schichten, von denen ihn eine deutliche Diskordanz trennt. Die bis jetzt bekannten Fundstellen liegen nahe der Bahnstrecke Pretoria—Delagoa Bay; die eine bei Station Elands River, die andere östlich von ihr bei Balmoral.

Eine Zusammenstellung der Schliffrichtungen, welche bisher unter dem Dwyka beobachtet worden sind, ergibt folgendes Bild:

	Riverton am Vaal	N81O bis N84O	(MOLENGRAAFF)
	Auf dem Gebiete der Vaal River Estate Co, Griqualand West, westlich von Kimberley	N37O bis NO	
	An der Mündung des Vaal in den Oranje.	NNO	(SCHENCK)
S vom Oranje	Jackals Water, District Prieska	NNO	(ROGERS und SCHWARZ)
	Klein Modder Fontein, 15 Meilen engl. SSO von Jackals Water	Einige Grad östlich von Nord	
	Vilets Kuil nahe dem Beer Vlei, District Hopetown	N10W	

[1]) MELLOR, Report on portions of the Pretoria and Middelburg districts between the Elands River Valley and Balmoral. Geolog. Surv. of the Transvaal. Report 1903 S. 21.

Transvaal SO, Distr. Vryheid	Farm Doornpan	N 5 W	(Molengraaff)
	Farm Nauwpoort	N 35 W	
	Farm Vlakhoek u. Tuschenheide	N 10 W	
Elands River und Balmoral O von Pretoria		NNW	(Mellor)

Abgesehen von einer Ausnahme (Vilets Kuil) sehen wir also die Schrammen im Westen (Griqua-Land West etc.) Richtungen zwischen N und O aufweisen, während im O solche zwischen N und W beobachtet werden. Die Schrammen konvergieren also im allgemeinen gegen N hin. Schon dies läßt uns das Zentrum der Dwyka-Vereisung im Norden, etwa im Gebiete des mittleren oder nördlichen Transvaal, suchen. Weitere Argumente in dieser Richtung liefern die Gerölle des Dwyka, deren Ursprung sich noch bisweilen feststellen läßt.

Östlich von der Doornberg-Kette fehlen nach Dunn[1]) die gelben Jaspisse und veränderten Krokydolithe vollständig, aus denen sich diese Erhebungen zusammensetzen, westlich von ihr finden sie sich jedoch in sehr großer Menge. Es ist also sehr wahrscheinlich, daß das Eis in der Richtung von O nach W die Doornberge überströmte. Rogers und Schwarz nehmen für die Dwyka - Geschiebe des Prieska-Distriks einen nördlichen Ursprung an. Die Heimat der Geschiebe von Riverton ist in ONO zu suchen.

Dazu kommt, daß die Rundhöcker des subglacialen Untergrundes in den von Rogers und Schwarz untersuchten Distrikten nach S gelegene Leeseiten aufweisen.

Alle diese Merkmale weisen mit Bestimmtheit darauf hin, daß in der Vaal-Oranje-Gegend die Stromrichtung der Dwyka-Vereisung im Mittel von NO gegen SW gerichtet war.

Nicht ganz so klar liegen die Verhältnisse im südöstlichen Transvaal. Molengraaff hat längere Zeit der Ansicht gehuldigt, daß das Eis hier von SO nach NW floß. In neuester Zeit hat er aber beobachtet,[2]) daß im Vryheid-Distrikte Geschiebe aus dem mittleren Transvaal vorkommen, und nimmt nunmehr eine gegen SO gerichtete Stromrichtung des Dwyka-Eises an.

Ebenso hält es Mellor für erwiesen, daß das Eis östlich von Pretoria von NNW gegen SSO floß.

Es erscheint nach allen diesen Angaben nicht mehr zweifelhaft, daß sich ein Zentrum der Dwyka-Vereisung im mittleren

[1]) Dunn, Report on a supposed deposit of coal etc. Capetown 1886 S. 9.

[2]) Molengraaff, Geology of Transvaal S. 69.

oder nördlichen Transvaal, etwa in der Gegend der Springbok Flats oder des Palala-Plateaus befand. Ob sich hier in jungpaläozoischer Zeit ein hoher Gebirgsstock erhob, ob hier ein Hochplateau lag, von dessen Rändern das Eis abströmte, das wissen wir nicht. Wir müssen immer im Auge behalten, daß uns bisher nur eine Hälfte des gesamten Problems notdürftig bekannt ist, nämlich die Verbreitung des Eises nach Süden hin. Wie die Verhältnisse nördlich von dem hier angenommenen Zentrum der Vereisung lagen, ist uns zur Zeit noch völlig unbekannt. Ebensowenig wissen wir etwas darüber, ob nicht neben diesem in Transvaal gelegenen Mittelpunkt der Vereisung noch andere in Südafrika existierten.

Man sieht also, die Frage der Dwyka-Vereisung in Südafrika ist noch keineswegs ganz gelöst und bietet immer noch die interessantesten Probleme.

Da das südliche Dwyka ursprünglich wohl in horizontaler Lage abgelagert worden ist und überall seiner Unterlage konkordant aufliegt, so muß man daraus schließen, daß diese bei Eintritt der Ereignisse, welche die Ablagerung des Dwyka hervorriefen, eine horizontale oder höchstens schwach gewellte Platte bildete. Die z. B. in Frechs Lethaea vertretene Ansicht, daß die Kapformation zur Karbonzeit gefaltet wurde, ist daher zu korrigieren; die erste Faltung, welche die Kapschichten erfuhren, abgesehen von einer leichten Hebung, welche ihr Auskeilen im Distrikt Calvinia veranlaßte, datiert sicher aus dem Mesozoicum. Es liegt nahe, diese erste Dislokationsperiode mit der Bildung der Enon-Konglomerate in Zusammenhang zu bringen; sie würde dementsprechend in die spätere Jurazeit fallen. Das aber die Randgebirge der großen Karru noch in nachjurassischer Zeit, vielleicht sogar in einer sehr jungen Periode, noch einmal gefaltet wurden, beweisen die starken Dislokationen, welche nach Schwarz[1]) im Enonkonglomerat des Distriktes Willowmore zu beobachten sind. Nach meiner[2]) Auffassung deutet auch die durchaus jugendliche Talbildung in den Randketten der Karru auf sehr junge Dislokationen hin.

Gerade umgekehrt liegen die Dinge im Bereiche des nördlichen Dwyka; dieses liegt auf einer alten, teilweise gefalteten und sehr heterogen zusammengesetzten Unterlage, hat aber nach seiner Ablagerung keine wesentlichen Dislokationen, wenigstens nicht durch Faltung, mehr erfahren.

Die Tatsache, daß das Dwyka im Norden auf sehr verschiedenen und zuweilen stark dislozierten Gesteinen aufliegt,

[1]) Ann. Rep. 1903 S. 111.
[2]) Vergl. Philippi, Geograph. Zeitschr. 1905.

besagt natürlich noch nicht ohne weiteres, daß seine Unterlage auch uneben war; denn sie konnte ja ebensowohl eine glatte Rumpffläche darstellen, wie sie PASSARGE von vielen Stellen in Afrika beschreibt oder wie sie am Ostrande des Ural auftritt. Es läßt sich nun aber an verschiedenen Punkten nachweisen, daß die Auflagerungsfläche des nördlichen Dwyka stellenweise recht uneben war.

Nach MOLENGRAAFF [1]) verläuft die untere Grenze des Dwyka im Distrikte Vryheid in sehr verschiedener Meereshöhe; ein Teil dieser Höhenunterschiede sei zwar auf jüngere Dislokationen zurückzuführen, ein anderer finde aber seine Erklärung in ursprünglichen Unebenheiten des Untergrundes. MELLOR [2]) nimmt an, daß die Täler des Elands River, Bronkhorst Spruit und Wilge River östlich von Pretoria präglacial seien; sie scheinen mehr oder weniger vollständig mit Dwyka ausgefüllt gewesen zu sein und sind erst in jüngster Zeit reexcaviert worden. Besonders deutlich zeigt dies ein Profil am Wilge.

In den Aufschlüssen am rechten Vaal-Ufer bei Vereeniging konnte ich selbst die außerordentlich unebene Unterfläche des Dwyka beobachten, das dort stellenweise in Schluchten des Malmami-Dolomits lagert. Von Jackals Water im Distrikt Prieska geben ROGERS und SCHWARZ [3]) eine Abbildung, nach der Dwyka an eine senkrechte, mit Kritzen bedeckte Wand von 8 Fuß Höhe anstößt.

Leider ist gerade das nördliche Dwyka zu selten aufgeschlossen, um eine weitere Verfolgung „präglacialer" Talzüge zu gestatten.

Soweit sich aus den spärlichen Angaben, die bisher vorliegen, vermuten läßt, war der Untergrund des nördlichen Dwyka hügelig und zeigte keinen Hochgebirgscharakter. Nach allen bisherigen Beobachtungen läßt sich auf ein einheitliches Inlandeis schließen, welches keine Oberflächenmoränen trug.

7. Der Übergang aus der nördlichen in die südliche Ablagerungsform der Dwyka.

Noch vor wenigen Jahren war die Frage offen, ob das Vaalkonglomerat, das diskordant auf oft geschrammter Unterlage aufruht, identisch sei mit dem Dwykakonglomerat, das konkordant die höchsten Schichten der Kapformation am Südwest- und Südrande der Karru überlagert. Wurde ja doch die Ansicht ge-

---

[1]) Origin of the Dwyka, S. 111.

[2]) Geolog. Surv. Transvaal. Report 1903, S. 20, siehe auch Profil t. 18, f. 4.

[3]) Oranje River Ground Moraine, S. 118.

äußert, das südliche Konglomerat sei alt, aber nicht glacial, das nördliche zwar glacialen Ursprungs, gehöre aber dem Diluvium an.

Neuere Aufnahmen der Kap-Geologen ROGERS und SCHWARZ haben die Indentität der nördlichen und südlichen Konglomerate nachgewiesen und zugleich über das Auskeilen der Kapformation und das Verhalten des Dwyka zu deren Gliedern sehr interessantes Material zu Tage gefördert.

Der Übergang aus der nördlichen in die südliche Dwyka-Entwicklung vollzieht sich am Westrande der großen Karru, hauptsächlich im Distrikt Calvinia. Noch bis zu den Farmen de Vallei und Kaffirs Kraal am Westrande der Karru liegt Dwyka dem Wittebergsandstein konkordant auf[1]) und geht durch ein System von geschiebefreien, sandigen Schiefern in ihn über, d. h. bis hierhin ist der südliche Typus in voller Reinheit entwickelt.

Weiter nördlich, bereits bei Elands Vlei an der Westseite des Doorn River, fehlen die Zwischenschichten zwischen Dwyka und Wittebergsandstein. Die Oberfläche des Wittebergsandsteins unter dem Dwyka ist uneben (hummocky), zeigt aber keine deutliche Schrammung. Daß aber der Untergrund hier bereits abgenutzt wurde, mit anderen Worten, daß das Dwyka hier von Inlandeis und nicht von Eisbergen abgelagert wurde, beweisen die Geschiebe von glimmerreichem feinplattigem Wittebergquarzit, welche aus der Unterlage des Konglomerates entnommen und in dessen untersten Schichten aufgehäuft sind.

Wenig nördlich von Elands Vlei keilt der Wittebergsandstein aus und das Dwyka liegt nun diskordant auf dem mittleren Gliede der Kapformation, den marinen Bokkeveldschichten.[2]) Bei Menzies Kraal erinnert die Oberfläche des Bokkeveld-Sandsteins unter dem Dwyka an Rundhöcker-Formen; Schrammen fanden sich auf anstehendem Gestein nicht, wohl aber zeigte sie ein losgelöster Block des Untergrundes. Je weiter nach Norden, desto tiefere Teile der Bokkeveldschichten traten in Berührung mit dem Dwyka, bis dieses sich schließlich am Nordende der Farm Matjesfontein[3]) direkt auf den Tafelbergsandstein legt. Aber bereits an der Stink Fontein Poort, wo der Doorn River das Plateau des Bokkeveld-Berges durchbricht, hat sich auch dieses unterste Glied der Kapformation ausgekeilt, und das Dwyka bedeckt nun auf eine längere Strecke die Ibiquas-Schichten, welche

---

[1]) Ann. Report. Geolog. Commiss. Cape of Good Hope 1908. S. 18 ff.

[2]) Ann. Rep. 1901 S. 34.

[3]) Nicht zu verwechseln mit der gleichnamigen Station an der Bahnstrecke Capstadt—De Aar, wo gleichfalls Dwyka ansteht.

durch eine Diskordanz von der Kapformation getrennt und jedenfalls bedeutend älter als diese sind. Nördlich vom Bokkeveldberge tritt schließlich Dwyka mit Granit und Gneis in Berührung; hier endigte vorläufig die Kartierung, aber vom Gipfel des Langeberges sahen die aufnehmenden Geologen das Dwyka sich weit nach Norden in das Buschmannland hinein ziehen.

Somit ist durch die sorgfältigen Aufnahmen der Herren Rogers und Schwarz der Übergang der nördlichen Facies des Dwyka alias Vaalkonglomerat in die südliche oder das echte Dwyka-Konglomerat am Westrande der großen Karru sicher gestellt worden.

Daß sich der petrographische Habitus des Dwyka mit dem Verschwinden der Diskordanz an seiner Basis ändert, mag sich teilweise wohl daraus erklären, daß es möglicherweise in einem anderen Medium abgelagert worden ist. Ich komme auf diesen Punkt noch zurück. Die stärksten Abweichungen sind aber wohl darauf zurückzuführen, daß das südliche Dwyka gefaltet ist, das nördliche nicht. Daß die Grenze zwischen gefaltetem und ungefaltetem Dwyka nahezu mit der Nordgrenze der konkordanten Auflagerung zusammenfällt, darf wohl als ein Zufall betrachtet werden. Jedenfalls trat die Faltung erst lange nach Bildung des Dwyka, vermutlich erst in spätjurassischer Zeit ein.

Im Süden der großen Karru und in ihrem Westen bis zur Grenzlinie de Vallei-Kaffirs Kraal, einem Teil der Olifant-Komati Linie Passarges, existiert also zwischen Dwyka und seiner Unterlage, dem Wittebergsandstein, keine wahrnehmbare Diskordanz; beide Formationsglieder sind vielmehr durch ein tonig-sandiges Schichtsystem miteinander verbunden, das die Landesuntersuchung der Kapkolonie als die Lower Shales bezeichnet und dem Dwyka zurechnet.

8. Verschiedene Deutung des nördlichen und südlichen Dwyka.

In einer sehr dankenswerten zusammenfassenden Darstellung des Dwyka-Konglomerates hat Corstophine[1]) im Jahre 1899 die Kennzeichen der nördlichen und südlichen Ausbildungsweise einander gegenübergestellt. Aus der instruktiven Tabelle, die auch Passarge in seinem Werke über die Kalahari wiedergibt, geht hervor, daß hauptsächlich in drei Punkten Verschiedenheit herrscht.

1. Das nördliche Dwyka ist fast ungeschichtet, während das südliche öfters Schichtung erkennen läßt.

2. Im nördlichen Dwyka entstammen die Geschiebe zum großen Teil dem in der Nähe anstehenden Gestein, im südlichen nicht.

---

[1]) Ann. Report 1899, S. 4 ff.

3. Das nördliche Dwyka liegt diskordant auf oft gekritzter Unterlage, das südliche konkordant auf dem höchsten Gliede der Kapformation, dem Wittebergsandstein, mit dem es durch petrographische Übergänge verbunden ist.

Ob der in Punkt 1 berührte Unterschied konstant genug ist, um eine Trennung in zwei Facies vorzunehmen und für beide eine verschiedenartige Genese zu befürworten, ist mir nicht bekannt. Sehr viel wichtiger ist jedenfalls der dritte Punkt, mit dem der zweite aufs engste zusammenhängt.

Das nördliche Dwyka halten die südafrikanischen Geologen wohl übereinstimmend für die Grundmoräne eines Inlandeises; mir ist keine Tatsache bekannt, die gegen diese Annahme spricht.

Das südliche Dwyka hingegen wird von den meisten, speziell von den Geologen der Cape Survey, für eine Driftbildung erklärt. Nach der einen Ansicht trieben die geschiebeführenden Eisberge, welche sie hervorriefen, in einem riesigen Binnensee, nach der anderen im offenen Meere.

Ich muß gestehen, daß ich eine Driftbildung in einem Inlandsee nicht grade für sehr wahrscheinlich halte. Um Eisberge von mittlerer Größe zu tragen, mußte der See mindestens 150—200 m tief sein. Seine Breite läßt sich nicht genau feststellen, da wir den Ost- und Westrand des südlichen Dwyka nicht genau kennen; sie kam aber wohl mindestens der von Südafrika unter dem 32° s. Br. gleich. Zu derartigen Riesenseen nimmt der Geologe seine Zuflucht, wenn er sich garnicht mehr anders zu helfen weiß. Ich erinnere nur an die monströsen Seen, in welchen sich der Old Red Sandstone gebildet haben soll. Für das südliche Dwyka scheint mir ein derartig gewaltsamer Erklärungsversuch nicht notwendig zu sein.

Wenn es sich hier wirklich um eine Driftbildung handelt, so ist eine marine jedenfalls leichter zu erklären als eine limnische. Für eine marino-glaciale Entstehungsweise des südlichen Dwyka fehlt allerdings der direkte Nachweis, der durch das Vorhandensein von marinen Tierresten geführt wird; aber auf der anderen Seite spricht dieser Punkt auch nicht unbedingt gegen die Ablagerung im Meere.

Auf der deutschen Südpolar-Expedition befand sich der „Gauß“ monatelang in Meeresteilen, in welchen marino-glaciale Sedimente zur Ablagerung gelangen. Jeder Dretschzug konnte uns davon überzeugen, daß in der Tiefe das Tierleben sehr reich entwickelt war und daß dort speziell kalkabsondernde Organismen in großer Menge lebten. Die oberflächlichen Schichten des Meeres waren hingegen ganz außerordentlich reich an Diatomeen. Das Lot aber brachte in den meisten Fällen Sedimente herauf,

welche keinen Kalk und meist nur sehr wenig Diatomeenreste enthielten. Es muß also in diesen antarktischen Gewässern, auch schon in geringen Tiefen, eine rapide Auflösung von Kalk und Kieselsäure vor sich gehen, und Driftablagerungen, welche sehr arm an Organismenresten sind, sind das Resultat.

Man könnte vielleicht am ehesten erwarten, im südlichen Dwyka Diatomeenreste zu finden. Aber einerseits steht es nicht fest, ob in jener entlegenen Periode sich diese Pflanzenformen bereits dem Leben in eiskalten Gewässern so angepaßt hatten, wie heutzutage; andrerseits haben im Dwyka starke Umsetzungen gerade der Kieselsäure stattgefunden, wie die allgemeine Durchkieselung der Matrix und die Quarzitbildung in den Sandlinsen beweist, und es ist wahrscheinlich, daß die leicht lösliche Kieselsäure der Diatomeen zu allererst von diesen Vorgängen ergriffen wurde.

So ist denn eine marinoglaciale Entstehung des südlichen Dwyka zwar durch Fossilfunde nicht bewiesen, aber auch durch ihr Fehlen nicht ausgeschlossen.

Für die Annahme, welche im südlichen Dwyka eine marine Driftbildung sehen will, scheinen auch die „lower shales“ zu sprechen, welche einen petrographischen Übergang zwischen dem Dwyka - Konglomerat und dem Wittebergsandstein darstellen. Zwar sieht man auch in unseren Diluvialbildungen oft genug Grundmoräne feinklastische Bildungen konkordant überlagern; aber stets ist die Grenze zwischen beiden Bildungen scharf ausgeprägt, und in keinem Falle entsprechen die geschichteten Bildungen unter unserem Geschiebemergel den „lower shales“, die ganz allmählich in das Dwyka übergehen. Hingegen entsprechen die „lower shales“ petrographisch etwa den Bildungen, wie sie sich vor der Mündung großer Flüsse, etwa in der Nähe der 100 Faden-Linie, niederschlagen.

Auch die Schichtung, welche das südliche Dwyka bisweilen zeigt, läßt sich mit der Annahme einer Eisdrift gut in Einklang setzen. Beobachtungen in den antarktischen Meeren haben gezeigt, daß es gewisse Perioden gibt, in denen Eisberge viel häufiger auftreten und weiter nach Norden schwärmen, als in gewöhnlichen Zeiten. Es liegt nahe, die Schichtung im südlichen Dwyka, welche ja auf einem Wechsel des Materials beruht, mit derartigen Erscheinungen der Jetztwelt zusammen zu bringen.

Oscillationen in der Dicke des Inlandeises müssen sich in einem Vor- oder Zurückgehen des Eisrandes ausprägen. Es muß also, wenn das Inlandeis im Meere endigt, zuweilen Grundmoräne auf Driftbildung lagern oder umgekehrt. Anzeichen für

ein derartiges Verhalten scheinen nun neuerdings ROGERS und DU TOIT[1]) in dem „striated pavement“ von Elands Vlei, am Westrande der Karru, gefunden zu haben.

Das Geschiebepflaster[2]) liegt etwa 50 Fuß über dem Boden des Dwyka. Die zahlreichen Geschiebe, welche an seiner Oberfläche liegen, sind sämtlich in der Richtung O. 5 S. (mißweisend oder rechtweisend?) geschrammt, ältere Kritzen, die in anderen Richtungen liefen, sind dadurch fast vollständig verwischt. Die Matrix trägt Furchen bis zu 1 Zoll Tiefe, welche in derselben Richtung wie die Schrammen verlaufen. Es scheint wohl sicher, das sich die Unterfläche des Inlandeises hier über bereits gebildetes Dwyka schob, das eine zähe, halbverhärtete Masse darstellte. Wenn das Dwyka, dem das Steinpflaster angehört, eine Driftbildung war, so hätte man es hier mit einer Überlagerung durch Moräne zu tun, wie sie jedes Anschwellen, bezw. jeder Vorstoß des Inlandeises hervorrufen mußte.

Mit völliger Sicherheit läßt sich jedoch z. Z. die Frage, ob das südliche Dwyka eine marine Driftbildung ist, noch nicht entscheiden, teils weil wir noch zu wenig über dasselbe wissen, zum anderen Teile aber auch, weil marine Driftablagerungen der Jetztwelt, die wir zum Vergleich heranziehen müssen, uns noch sehr wenig bekannt sind.

9. Die Schichten im Liegenden und Hangenden des südlichen Dwyka.

Die „lower shales“, welche das Dwyka zumeist vom Witteberg-sandstein trennen, bestehen am Südwestrande der Karru[3]) aus dunkelblauen oder grünlichen Schiefertonen; zu unterst liegen meist einige Bänke von grobkörnigem Quarzit, welcher Kreuzschichtung zeigt. In den letzteren kommen bisweilen Gerölle von Quarz sowie Bruchstücke von Feldspat und Schiefer vor, während die große Masse der „lower shales“ frei von gröberen Beimengungen ist. Die Mächtigkeit beträgt im Distrikt Ceres und den sich östlich anschließenden Gebieten 350—400 Fuß.

Ein genaues Profil durch die „lower shales“ beschreibt SCHWARZ von Kandoos Poort im Distrikt Prince Albert, am Südrande der Karru. Dunkle oder grünliche, oft sehr dünn-

---

[1]) Ann. Rep. 1903 S. 21.

[2]) Auch aus nordischen Glacialablagerungen sind derartige Geschiebepflaster öfters beschrieben worden. Man vergl. GEINITZ, Lethaea Geognostica. III. Teil. 2. Quartär. Lief. 2 S. 201 und GILBERT, Journ. of Geology 1898 S. 771. Eine analoge Bildung ist die hier bereits erwähnte aus der Schlucht von Makrach in der indischen Salt Range.

[3]) Ann. Rep. 1903 S. 19.

schichtige Tonschiefer walten vor, ihnen schalten sich gelbliche Sandsteine und weiße Quarzitbänke ein. Die Mächtigkeit beträgt hier 459 1/3 yards und wird als außergewöhnlich groß angesehen; für gewöhnlich sind die „lower shales“ nördlich von den Zwartebergen nur halb so mächtig.

Weiter östlich, bei Zoetendals Vlei.[2]) sind die „lower shales“ sehr reich an Quarziten, auch Kalksteine kommen vor. Besonders auffallend ist hier ein Konglomerat, das sich aus abgerollten oder eckigen Fragmenten von Quarz, großen Feldspatkristallen und Kugeln von Kalkstein, von etwa 1 Zoll Durchmesser, zusammensetzt.

Wenn die „lower shales“ die marinen Ablagerungen sind, welche sich bildeten, bevor der Rand des Inlandeises die Küste erreichte und Eisberge produzieren konnte, so müssen ihnen „upper shales“ entsprechen, welche über dem Dwyka zur Ablagerung gelangten, als das Inlandeis beim Abschmelzen sich hinter den Küstensaum zurückzog. Dies ist tatsächlich auch der Fall. Das südliche Dwyka-Konglomerat geht nach oben in „upper shales“[3]) über, welche in ihrer Zusammensetzung den „lower shales“ analog sind. Sie bestehen nämlich aus blauschwarzen oder grünlichen Tonschiefern, welche weiter nach oben mit ebenfalls dunklen, dünnschichtigen Sandsteinen wechsellagern. Den Abschluß nach oben bilden schwarze kohlige Schiefer, welche reich an Pyrit sind und unter Bildung von Gips schneeweiß verwittern; sie enthalten in ihrer obersten Abteilung Bänke von Hornstein, welche von den Geologen der Cape Survey als die obere Grenze der Dwykaschichten angesehen werden. An der Basis der kohligen Schiefer fanden sich bei Nieuwoudtville in der westlichen Karru Reste von *Mesosaurus*. Die Mächtigkeit der „upper shales“ beträgt am Südwestrande der Karru 550 Fuß.

Schon in den „upper shales“ ist der Zusammenhang mit Glacialbildungen nicht mehr direkt aus der Gesteinsbeschaffenheit abzuleiten und wird nur aus ihrem allmählichen Übergange in das Dwykakonglomerat gefolgert. In der nächst jüngeren Abteilung, den Eccaschichten, fehlt am Süd- und Westrande der großen Karru jede Andeutung eines glacialen Ursprunges.

10. Die Eccaschichten.

In ihrer normalen Ausbildung gliedern sich die Eccaschichten[4]) im Südrande der großen Karru in vier Horizonte (four phases Ecca)

---

[1]) Ebenda S. 88.
[2]) Ebenda S. 94.
[3]) Ann. Rep. 1903 S. 24 und 8[illegible]
[4]) Ann. Rep. 19[illegible].

4. Schiefertone
3. Kalksteine
2. Rot verwitternde Sandsteine
1. Gelb verwitternde Sandsteine.

An einzelnen Stellen haben die Eccaschichten Reste der *Gangamopteris-Glossopteris*-Flora geliefert.

Eine etwas abweichende Facies stellen die Graaff-Reinet-Schichten dar. Sie bestehen aus dunklen, aber mit weißen Flecken übersäten Schiefern und Sandsteinen und kieselreichen Kalken und enthalten in großen Mengen verkieseltes Holz.

Die vorwiegend sandige Facies, welche auch als Laingsburg-Facies bezeichnet worden ist, geht weiter nach N in die rein tonige der Kimberley-Schiefer über. Doch ist in diesen möglicherweise ein Teil der upper shales des Dwyka noch enthalten.[1])

Ich muß hier die Frage, in welchem Medium sich die Eccaschichten am Süd- und Westrande der großen Karru niederschlugen, unbeantwortet lassen und betone hier lediglich, daß irgend eine Mitwirkung des Eises bei ihrer Bildung nicht mehr anzunehmen ist.

Anders scheinen allerdings nach MOLENGRAAFF die Verhältnisse bei dem Teil der Eccaschichten zu liegen, welche im südöstlichen Transvaal dem Dwyka auflagern. Nach diesem Forscher[2]) bestehen die Eccaschichten fast ausschließlich aus einem dunklen Ton, der von der Matrix des Dwyka nicht unterschieden werden kann. Der Übergang beider Gesteine ineinander ist ein ganz allmählicher; zuweilen ist sogar Wechsellagerung wahrzunehmen, wie z. B. auf der Farm Vaalklip im Distrikt Vryheid. An einer anderen Stelle beobachtete MOLENGRAAFF große eckige Geschiebe in einem sonst geschiebefreien Ecca-Schiefer.

Zu dieser Auffassung ist folgendes zu bemerken. MOLENGRAAFF zählt das Kohlenflöz des südlichen und südöstlichen Transvaal bereits den Beaufort-Schichten zu, während eine andere Ansicht, der ich mich anschließen möchte, in ihm ein Äquivalent der Ecca-Schichten erkennen will. Besonders wichtig scheint mir für diese Frage die Flora von Vereeniging zu sein; diese deutet aber auf untere Dyas, während die Beaufort-Schichten ziemlich allgemein bereits für triadisch angesprochen werden. Außerdem ist das Kohlenflöz südlich und östlich von Pretoria nur durch äußerst geringmächtige Sandstein- und Schieferhorizonte vom Dwyka getrennt; im südöstlichen Transvaal ist die Mächtigkeit der Schichten, welche die Kohle vom Dwyka trennen, allerdings sehr viel beträchtlicher.

[1]) ROGERS, Geology of Cape Colony, 1905 S. 184.
[2]) MOLENGRAAFF, Origin of the Dwyka Conglomerate. S. 112.

Unter diesen Umständen halte ich es für nicht unwahrscheinlich, daß die Eccaschichten MOLENGRAAFFS, die augenscheinlich in der Rückzugsperiode des Inlandeises abgesetzt wurden, noch dem den Dwykaschichten im weiteren Sinne, vielleicht den upper shales der südlichen Facies entsprechen. Es liegt sogar die Annahme nicht ganz fern, in den kohligen Schiefern am Südrande der Karru ein Äquivalent des Transvaal-Kohlenflözes zu sehen. Dann würde dieses sogar aus den Eccaschichten ausscheiden und an die Spitze der Dwykaschichten rücken.

Aber auch MOLENGRAAFFS Ansicht ist nicht gänzlich zu verwerfen. Da sich augenscheinlich das Inlandeis nach Norden zurückzog, so konnten sich recht wohl in Transvaal zur Eccazeit noch Glacialablagerungen niederschlagen, während die gleichalterigen Schichten viel weiter im Süden keine Spur mehr von ihnen erkennen lassen.

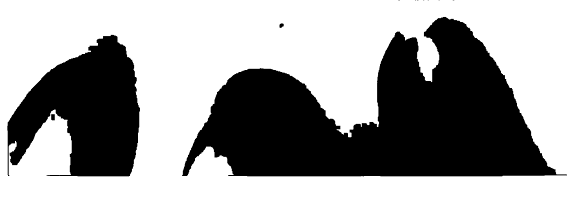
Erst genaue stratigraphische Arbeiten in Natal und am Westrande des großen südafrikanischen Karru - Beckens oder glückliche Fossilfunde werden über diese interessante Frage sicheren Aufschluß geben.

11. Ist für die Dwyka-Bildungen eine einmalige Vereisungsperiode anzunehmen?

Einlagerungen, welche auf Transport durch bewegtes Wasser hindeuten, sind, wie bereits geschildert, im Dwyka durchaus nicht selten; allein sie sind im allgemeinen weder so konstant noch so mächtig, daß man aus ihnen auf Interglacialzeiten schließen darf. Augenscheinlich handelt es sich um die Tätigkeit subglacialer Schmelzwasser, vielleicht um geringe Oscillationen am Eisrande oder, falls das südliche Dwyka im Meere abgelagert wurde, um die Wirkung von Strömungen. An den meisten Punkten tritt uns das Dwyka als eine vorwiegend einheitliche Bildung entgegen, welche nur auf einen einmaligen Vereisungsvorgang zurückzuführen ist.

Einzelne Beobachtungen aus dem Gebiete des nördlichen Dwyka scheinen dieser Auffassung zu widersprechen. Von den Lagerungsverhältnissen bei Vereeniging, welche nach Ansicht einiger Autoren die interglaciale Lage des dortigen Kohlenflözes beweisen sollen, spreche ich ausführlich weiter unten. Ich kann in dem geringmächtigen (1 Fuß) Konglomerat im Hangenden der Kohle lediglich eine Flußablagerung sehen, für deren Zusammenhang mit einer zweiten Vereisungsperiode bisher noch der Beweis aussteht.

Ähnlich scheinen die Verhältnisse am unteren Vaal zu



liegen, über die Stow[1]) berichtet. Nahe der Basis der Karru-Formation liegt ein Konglomerat von 70—80 Fuß Mächtigkeit, das nach der Beschreibung dem Dwyka entspricht, aber stellenweise recht deutliche Spuren fließenden Wassers aufweist. Entgegen dem sonstigen Verhalten des nördlichen Dwyka ruht aber dieses Konglomerat nicht unmittelbar älteren Gesteinen auf, sondern ist von ihnen noch durch eine Schichtenfolge von Sandsteinen und Tonschiefern getrennt, deren Mächtigkeit nicht bekannt ist. Diese Schichten erinnern an die analogen Gesteine an der Basis des südlichen Dwyka, sie berechtigen wohl aber noch nicht, das Konglomerat in ihrem Hangenden den Eccaschichten zuzurechnen, wie dies Passarge[2]) tut. Ich möchte vielmehr in diesem unteren Konglomerat Stows echtes Dwyka erkennen.

Wohl aber dürfte das jüngere oder Backhouse Konglomerat den Eccaschichten angehören, da es augenscheinlich hoch über dem älteren Konglomerat liegt und von mächtigen, meist olivfarbigen Schiefertonen, den olive shales von Kimberley, unterlagert wird. Ich habe das Backhouse Konglomerat nicht mit eigenen Augen gesehen und kann aus Stows kurzer Beschreibung nicht den Eindruck gewinnen, daß es sich um eine Grundmoränenbildung handelt. Da Stow neben „boulders“ auch von „gravel“ spricht, scheint eher eine fluviatile Bildung anzunehmen zu sein. In diesem oberen Konglomerate finden sich große gerundete Massen des unteren Konglomerates, dieses scheint also den erodierenden Flüssen bereits teilweise zum Opfer gefallen zu sein. Auch für das obere Konglomerat von Vereeniging hat umgelagertes Dwyka wohl den größten Teil des Materials geliefert.

So lange ein Zusammenhang dieser oberen Konglomerate mit echten Grundmoränenbildungen nicht erwiesen ist, wird man lediglich von einer dyadischen Vereisungsperiode in Südafrika sprechen dürfen.

12. Alter des Dwyka.

Eine direkte Altersbestimmung des Dwyka ist nicht möglich, da sich Fossilien in ihm noch nicht gefunden haben. Wohl aber lassen sich aus der Überlagerung durch fossilführende Horizonte Schlüsse ziehen, bei denen allerdings eine gewisse Vorsicht geboten erscheint.

Am klarsten scheinen die Verhältnisse bei Vereeniging im südlichen Transvaal zu liegen Das Profil, welches am Nord-

[1]) Notes upon Griqualand-West. Quart. Journ. Geolog. Soc. 30. 1874 S. 598 u. 605.

[2]) Die Kalahari S. 51.

ufer des Vaal und in den Kohlengruben aufgeschlossen ist, läßt in der Reihenfolge von oben nach unten folgendes[1]) erkennen:

1. Sandstein mit *Glossopteris*, *Gangamopteris*, *Sigillaria* etc., 20 Fuß.
2. Verkitteter Schotter, 1 Fuß.
3. Kohle, 10—12 Fuß.
4. Dunkle Schiefer mit Wurzeln, 10 Fuß.
5. Dwyka-Konglomerat, 50 Fuß.

Nach Corstophine[2]) ist das unter 2 genannte Konglomerat im Hangenden der Kohle ebenfalls glacialen Ursprungs, das Kohlenflöz von Vereeniging wäre dementsprechend interglacial.

In den Kohlengruben von Viljoens Drift unmittelbar südlich von Vereeniging sollen sogar Dwyka und Kohle wechsellagern. Ich kenne leider die Verhältnisse bei Viljoens Drift nicht, kann aber für Vereeniging Corstophines Ansicht nicht beitreten. Das geringmächtige Konglomerat über der Kohle ist nach meinen Beobachtungen keine Grundmoräne, sondern ein Schotter, in dem allerdings wenig abgerollte Gesteinsbrocken enthalten sind und sich im wesentlichen dieselben Gerölle finden, wie im Dwyka unter der Kohle. Es ist also denkbar, daß dieses Konglomerat fluvioglacial ist; dann wäre allerdings die Kohle von Vereeniging interglacial. Es ist aber ebensowohl möglich, daß das fragliche Konglomerat eine rein fluviatile Bildung darstellt und daß seine Beziehung zu den liegenden Glacialbildungen sich darauf beschränkt, daß Dwyka-Material aufgearbeitet und auf secundärer Lagerstätte deponiert worden ist.

Wenn also auch das Hangende der Kohle möglicherweise nicht mehr glacialen Ursprungs ist, so ist doch die Verbindung zwischen der Kohle und dem Dwyka in ihrem Liegenden eine sehr intime. Das Profil zeigt bereits, daß das Flöz von einem dunklen Schiefer unterlagert wird, welcher Wurzeln von Kohlenpflanzen enthält; es wäre dies also ein under-clay, die Kohle von Vereeniging somit als autochton anzusehen. Es dringen aber die

---

[1]) Die Mächtigkeits-Zahlen verdanke ich Herrn Leslie aus Vereeniging, dessen sachkundiger Führung ich mich erfreute.

[2]) Note on the age of the Central South Africa Coalfield. Transact. Geolog. Soc. South Africa 6. 1908 S. 16.

[3]) Herr Prof. Potonié hat auf meine Bitte diese dunklen Streifen untersucht und in ihnen Kohle konstatiert. Er rechnet allerdings auch mit der Möglichkeit, daß es sich um humöse Infiltration handeln kann. Diese Deutung ist nicht sehr wahrscheinlich, da das Dwyka von dem Kohlenflöz durch 10 Fuß Tonschi[illegible] getrennt ist, die wahrscheinlich ein Durchsickern von [illegible]ösungen aus dem ursprünglichen Wald[illegible]binde[illegible]ng, daß es sich um echte Wurzelr[illegible]ere.

Wurzeln der Kohlenpflanzen sogar noch bis in das echte Dwyka vor und haben stellenweise seine Gerölle umschlungen. Taf. XXV Fig. 2 stellt ein derartiges Geröll dar, welches noch Spuren von Wurzeln in Gestalt von kohligen Bändern auf seiner Außenseite aufweist.

Es ist also wohl zweifellos, daß die Vegetation, deren Reste sich im Kohlenflöz von Vereeniging aufhäuften, auf dem Dwyka (und vielleicht den untersten Schichten des Ecca - Horizontes, wenn wir diesem die Schiefertone mit den Pflanzenwurzeln zuzählen wollen) wuchs.

Man kann allerdings immer noch einwenden, daß zwischen der Bildung des Dwyka und dieser Vegetations-Periode sehr große Zeiträume liegen können. Es ist dies jedoch nicht grade wahrscheinlich. In diesem Falle müßte das Dwyka Spuren starker Verwitterung erkennen lassen. Aber grade die Gerölle von Vereeniging, welche z. T. aus leicht verwitternden Tonschiefern, Tonsteinen etc. bestehen, sind ganz außergewöhnlich frisch.

Die fossile Flora, durch welche Vereeniging so bekannt geworden ist, hat sich nun allerdings in den Sandsteinen im Hangenden des Kohlenflözes gefunden; man darf aber vermuten, daß die gleichen Pflanzen an der Bildung des Flözes selbst beteiligt waren.

Nun beschreibt Seward[1]) von Vereeniging

Glossopteris Browniana Brogn. var. *indica*
" " *angustifolia*
Gangamopteris cyclopteroides Feistm.
Neuropteridium validum Feistm.
Bothodendron Leslii sp. n.
Psygmophyllum Kidstoni sp. n.
Sigillaria Brardi Brong.
Noeggerathiopsis Hislopi Bunb.
Conites sp.
Cardiocarpus sp.
Phyllotheca sp.
Schizoneura sp.

Es ist also die auf der Südhemisphäre wohlbekannte *Glossopteris-Gangamopteris*-Flora, welche in Australien zusammen mit marinen Fossilien der Dyas vorkommt; einen etwas anderen Habitus erhält die Flora von Vereeniging durch das Auftreten gewisser Typen der Nordhemisphäre, unter denen *Sigillaria Brardi* Brongn. die wichtigste zu sein scheint. Diese Elemente

[1]) Fossil floras of Cape Colony. Ann. South. Afric. Museum. 4. 1908.

widersprechen der Deutung der Flora als dyadisch nicht, würden aber auch ein oberkarbones Alter zulassen.

Solange nicht neue Funde gemacht werden, wird man die Flora von Vereeniging wohl am besten der unteren Dyas zuweisen. Das Dwyka ruht also an der Basis der Dyas oder an der Spitze des Karbons.

Zusammenfassung.

Die hauptsächlichsten Ergebnisse der bisherigen Forschung über das südafrikanische Dwyka-Konglomerat sind in folgende Punkte zusammenzufassen:

1. Man trennte bisher die Konglomerate am Vaal und Oranje als Vaal- oder Glacialkonglomerat von dem typischen Dwykakonglomerat am Süd- und Westrande der großen Karru. Der Zusammenhang beider Bildungen ist nunmehr erwiesen, man darf alle Konglomerate an der Basis der Karruformation im wesentlichen als gleichaltrig auffassen und als Dwyka-Konglomerat bezeichnen.

2. Das typische Dwyka-Konglomerat ist als ein Blocklehm mit verhärteter Matrix zu bezeichnen; diese ist zweifellos klastischer Natur und hat die Struktur einer Mikrobreccie. Die Verhärtung ist auf eine sekundäre kieselsaure und Kalk-Infiltration zurückzuführen. Die Geschiebe sind halb gerundet und gleichen in ihrer äußeren Form durchaus diluvialen oder rezenten Grundmoränengeschieben. Kritzen waren wohl ursprünglich ganz allgemein vorhanden; gekritzte Geschiebe sind aber nur dort häufig und in guter Erhaltung zu sammeln, wo die Matrix leicht verwittert. Facettengeschiebe sind selten. Im „südlichen“ Dwyka sind die Geschiebe durchweg Exoten, während im „nördlichen“ ein großer Teil dem Untergrunde oder dem in der Nachbarschaft anstehenden entstammt, wodurch das Dwyka stellenweise den Charakter einer Lokalmoräne annimmt.

3. Heterogene Einlagerungen finden sich vielfach im Dwyka. Sie bestehen im Süden meist aus Quarzitlinsen, im Norden aus verhärteten Sanden, Schottern oder wohlgeschichteten Tonen. Sie sind in ersterem Falle wohl auf marine Strömungen, im zweiten auf lokale Oscillationen des Eisrandes etc. zurückzuführen.

4. Die Mächtigkeit des Dwyka ist sehr verschieden, nimmt aber im allgemeinen von Nord nach Süd zu.

5. Felsoberflächen mit typischer Glacialschrammung und Rundhöckerbildung sind unter dem nördlichen Dwyka häufig beobachtet werden. Die Richtungen der Schrammen konvergieren nach Nord und deuten auf ein Zentrum der Vereisung hin, das im mittleren und nördlichen Transvaal anzunehmen ist. Auch die

Geschiebe lassen nördliche Herkunft erkennen. Die Unterlage des nördlichen Dwyka war uneben und ließ deutliche Talzüge erkennen, die heute z. T. reexkaviert sind.

6. Während das nördliche Dwyka diskordant auf der oft geschrammten Oberfläche verschiedener Gesteine aufruht, liegt das südliche konkordant auf dem höchsten Gliede der Kapformation, dem Wittebergsandstein. Der Übergang beider Ablagerungsformen in einander ist im Distrikt Calvinia in der westl. Kap-Kolonie beobachtet worden.

7. Das nördliche Dwyka ist bisher ziemlich allgemein als Grundmoräne eines Inlandeises, das südliche als Driftbildung erklärt worden. Eisbergdrift in einem großen Inlandsee, wie vielfach vermutet wird, ist sehr unwahrscheinlich. Hingegen ist eine marine Driftbildung, wenngleich durch Fossilien noch nicht bewiesen, für das südliche Dwyka recht plausibel.

8. Für diesen Ursprung sprechen auch die lower und upper shales im Liegenden und Hangenden des südlichen Dwyka.

9. Die Eccaschichten lassen im Bereiche des südlichen Dwyka keinen glacialen Ursprang mehr erkennen. Ob sie sich weiter im Norden noch unter glacialen Bedingungen bildeten, ist noch nicht mit Sicherheit nachgewiesen.

10. Es ist vorläufig mit Sicherheit nur eine einmalige Vereisung für das Jungpaläozoicum in Südafrika nachzuweisen.

11. Das Dwyka gehört der ältesten Dyas oder dem jüngsten Karbon an.

Schluß.

An der Hand der hier im Auszuge mitgeteilten Tatsachen ist es leicht, die über das Dwyka bisher aufgestellten Hypothesen zu kontrolieren.

Die Deutung des Dwyka als Eruptivgestein (Sutherland früher, Bain etc.) ist, nachdem die wahre Beschaffenheit der Matrix unter dem Mikroskop erkannt worden ist, unhaltbar geworden. Gegen seine Auffassung als Eruptivbreccie (Wyley, Dunn früher, Sawyer, Hatch) sprechen 1. das Fehlen von Kristallen oder Eruptivgesteinsfetzen, welche aus dem Erdinnern auf explosivem Wege herausgeschleudert sein können. 2. Die weite und verhältnismäßig gleichmäßige Verbreitung des Dwyka. 3. Der allmähliche Übergang des südlichen Dwyka in die Schiefer des Hangenden und Liegenden. 4. Die halbgerundete Form der Geschiebe. 5. Kritzen auf diesen und auf dem Untergrunde.

Ebensowenig ist die Ansicht von Green haltbar, welcher im Dwyka ein Strandkonglomerat sehen will. Sie kann nicht die Einbettung sehr verschieden großer Geschiebe in eine feinkörnige Grundmasse erklären. Und noch weniger vermag sie

sich mit den Kritzen der Geschiebe und des Untergrundes abzufinden.

So bleibt denn nur die einzige Ansicht übrig, welche im Dwyka eine Glacialablagerung erblicken will. Tatsächlich finden wir alle jene Kennzeichen, welche wir in erster Linie als Beweise glacialer Entstehung anzusehen pflegen, beim Dwyka wieder. Die Struktur dieses Konglomerats ist zumeist echte Grundmoränen-Struktur. Die Geschiebe sind halbgerundet und oft von Kritzen bedeckt. Dort, wo in seinem nördlichen Verbreitungsbezirk die Unterlage erst kürzlich freigelegt worden ist, zeigt diese häufig alle Erscheinungen subglacialer Felsböden. Mit Ablagerungen, welche sich durch typische Grundmoränenstruktur auszeichnen, stehen fluviatile und lacustre in engster Verbindung. Vielfach sind Lokalmoränen beobachtet worden u. s. w.

Es wäre nun ja auch denkbar, daß das Dwyka außer diesen echt glacialen Merkmalen noch andere aufwiese, welche einer Deutung als Grundmoräne widersprächen. Dies ist jedoch nicht der Fall, wenn man absieht von der hin und wieder ziemlich deutlichen Schichtung, die besonders im südlichen Dwyka zu beobachten ist. Da aber gerade diese Facies als Driftbildung gedeutet wird und wir die entsprechenden modernen Äquivalente noch sehr wenig kennen, läßt sich aus diesem Verhalten kein stichhaltiger Einwurf gegen die Glacialhypothese herleiten.

Mit vollem Recht betont PENCK[1]) die Schwierigkeiten, die sich aus der Annahme einer jungpaläozoischen Vereisung Südafrikas ergeben und mahnt zu äußerster Vorsicht. Ich gebe zu, daß Einzelheiten auch auf anderem Wege zu erklären sind; für die Gesamtheit aller Erscheinungen, wie sie uns z. B. bei Riverton entgegentreten, gibt es z. Z. nur die e i n e Erklärung, die des glacialen Ursprungs.

Solange man an einen Zusammenhang der südafrikanischen mit antarktischen Eismassen glauben konnte, war das Problem noch verhältnismäßig einfach; heute, wo wir wissen, daß das Zentrum der südafrikanischen Vereisung etwa unter dem Wendekreise gelegen haben muß, sind die Schwierigkeiten der Erklärung noch erheblich gewachsen.

Es erscheint z. Z. unmöglich, sich ein vernünftiges Bild von den klimatischen Verhältnissen am Ausgange des Paläozoicums zu machen. Neue Lokalforschungen müssen unser heutiges Wissen umgestalten oder vervollständigen, ehe sich die theoretische Spekulation wieder an diese schwierige Aufgabe wagen darf.

[1]) Die Eiszeiten Australiens. Zeitschr. Ges. f. Erdkunde 35. 1900 S. 240.



Auch in Südafrika ist für die Erforschung der jungpaläozoischen Eiszeit noch sehr viel zu leisten. Zunächst wissen wir über die nördliche Fortsetzung des Dwyka noch gar nichts; da aber die Karruformation auch noch im südlichen Rhodesia kräftig entwickelt ist, so dürfen wir hoffen, auch über die Schichten an ihrer Basis bald näheres zu erfahren. Ein weiteres Desideratum sind genaue Profile aus allen Verbreitungsbezirken des Dwyka. Wichtig ist es ferner, die Herkunft der Geschiebe von möglichst vielen Lokalitäten festzustellen. Das südafrikanische Dwyka ist erst an verhältnismäßig wenig Punkten genauer bekannt; der uralte Geschiebemergel birgt sicher noch manches Geheimnis und noch mancher Forscher wird hier für seine Arbeit reichen Lohn finden.

---

14. Ein Rhadinichthys aus dem Karbon Süd-Amerikas.

Von Herrn A. TORNQUIST in Straßburg.

Hierzu Taf. XXXVI u. XXXVII.

Herr Professor Dr. HAUTHAL hatte die Freundlichkeit, mir bei seinem vorjährigen Aufenthalt in Straßburg einen vorzüglich erhaltenen heterocerken Ganoidfisch zur Beschreibung zu übergeben; derselbe bildet den Gegenstand der folgenden kleinen Untersuchung.

Bei der Estancia Carpinteria zwischen San-Juan und Mendoza, am Ostfuß der argentinischen Cordillere, sind Sandsteine, Tonschiefer und Konglomerate bekannt, in denen Herr DESIDERIO FONSECA gute fossile Reste gesammelt hat.

Aus schiefrigen Sandsteinen von schmutzigroter Färbung stammt auch der vorliegende Fisch, und Herr Professor BODENBENDER [1]), welcher eine genauere Untersuchung der Lagerungsverhältnisse bei Estancia Carpinteria vorgenommen hat, nennt sein Vorkommen und führt aus dem gleichen Niveau folgende Pflanzen an:

Sphenopteris (Asplenites) Maesseni KURTZ
— *Salamandra* KURTZ
— *sanjuanina* KURTZ
Rhacopteris Szajnochai KURTZ
Glossopteris Browniana BRNG.
Gangamopteris cyclopteroides FEISTM. sp.
Cordaites (?)
Ginkgo Meisteri KURTZ.

Aus demselben Niveau dürfte ferner auch folgende Flora stammen:

Sphenopteris Bodenbenderi KURTZ
— *Fonsecae* KURTZ
Cardiopteris polymorpha (GOEPP.) SCHIMP.
Neuropteridium validum FEISTM.
Adiantides antiquus (ETT.) STUR
Lepidodendron sp.

---

[1]) Contribucion al conocimiento de la Precordillera de San Juan de Mendoza. Bol. Acad. nac. de cienc. en Cordoba. 1902. 17. S. 212.

Die ganze Schichtenserie, in welcher diese Flora vorkommt, wird als Permo-Karbon bezeichnet, wobei die ältesten Horizonte dem Karbon angehören würden. Bei Carpinteria befinden sich die pflanzenführenden Horizonte direkt in transgredierender Lagerung über der älteren Grauwacke. Sie gehören einem mindestens 1000 m tieferen Horizont an als die pflanzenführenden Ablagerungen von Cruz de Caña und Zejenes.

Man würde das Niveau des Fisches also in das Karbon zu setzen haben, und in der Tat gibt die Bestimmung des Fisches hierfür ebenfalls den bestimmtesten Anhalt.

Der als *Rhadinichthys argentinicus* bestimmte Fisch gehört einer rein karbonischen Gattung an.

Die Erhaltung des Fisches ist eine überaus vorzügliche; unter einer scharfen Lupe gelingt es, alle Einzelheiten der Skulptur der Knochenplatten in vollkommener Schärfe aufzulösen; er hebt sich durch eine dunklere Färbung sehr scharf von dem schmutzigroten, schiefrigen Sandstein ab. Er liegt genau in der Spaltungsebene desselben, und außer der vordersten Spitze der Schnauze ist das Exemplar durchaus vollständig.

Die beigegebene Tafel zeigt eine Photographie und Zeichnung des Stückes in doppelter Größe.

Man kann getrost sagen, daß das Stück das besterhaltene bekannte Exemplar der Gattung *Rhadinichthys* ist, und eine spätere Ausbeute dieses Horizontes verspricht weitere gleich wunderbar erhaltene Funde von karbonischen Fischformen.

Rhadinichthys argentinicus n. sp.
Taf. XXXVI.

Die Länge des Fisches von der Schnauze bis zur Schwanzspitze beträgt ca. 85 mm; die größte Höhe des Rumpfes befindet sich in der Gegend der Bauchflosse; sie beträgt 15 mm. Die Gestalt ist demnach schlank; die Länge des Kopfes macht mit 20 mm etwa den vierten Teil der Körperlänge aus.

Der Rumpf ist mit kleinen, rhombischen Schuppen bedeckt, welche drei bis vier in der Richtung der Körperachse gerichtete, stark erhabene Leisten tragen; besonders direkt hinter dem Kopfe, an der oberen Rumpfregion, ist diese Skulptur sehr stark ausgebildet, eine Erscheinung, welche aber wohl nur auf die hier besonders deutliche Erhaltung zurückzuführen ist. In der Mitte der Flanke ziehen sich von vorn nach hinten zwei etwa $^3/_4$ mm von einander entfernte, parallele Erhebungen hin, welche man auf den ersten Blick für die erhaltene Seitenlinie anzusehen geneigt wäre; jedoch handelt es sich hier meiner Ansicht nach um die bei der Fossilisierung durchgedrückten, oberen und unteren Ansätze der

Dornfortsätze der Wirbelsäule, welche schwach verknöchert gewesen sein müssen.

Die Flossen sind sehr kräftig und lang, sodaß diese Art das Bild eines gewandten Schwimmers gewährt. Die Schwanzflosse ist ca. 12 mm lang und deutlich heterocerk, aber in ihrer Gestalt schlank. Der obere Flügel dieser Flosse reicht viel weiter nach rückwärts als der untere Flügel; die Schuppen reichen weit in den oberen Flügel hinein, welcher am oberen Rande eine Anzahl spitzer Fulkren trägt.

Die Analflosse ist der Dorsalflosse fast genau opponiert; um ein geringes steht die erstere weiter nach hinten. Beide stehen weit vom Körper ab und sind relativ groß; sie enthalten anscheinend nicht bifurkate Flossenstrahlen; der Rand der Dorsalflosse trägt eine lichte Reihe von spitzen Fulkren.

Etwa in der Mitte der Körperlänge befindet sich der vordere Ansatz der Bauchflossen; diese Flosse selbst ist an den Körper herangedrückt erhalten und im einzelnen nicht genau erkennbar, desgleichen die unten gleich hinter dem Operculum befindlichen Brustflossen. Die letzteren sind schmal, und ist die rechte Flosse etwas nach vorne verdreht.

Die Vorderseite der Schwanz- und Rückenflosse ist mit zahlreichen spitzen Fulkren besetzt. Auf der Rückenlinie befindet sich außerdem noch unmittelbar vor den Dorsalflossen eine Reihe von großen starken Schuppen, welche erheblich derber, als die übrigen Schuppen, aber in ähnlicher Weise skulpturiert sind.

Am Kopf fällt vor allem das große Orbitalloch auf, in dessen oberer Partie eine schwarze, bituminöse, elliptische Masse sichtbar ist, wohl der noch an dem starken Bitumen erkennbare fossile Rest des Augapfels.

Während die obere Linie des Kopfes etwa in der Verlängerung der Rückenlinie des Rumpfes liegt, hebt sich die untere Begrenzung stark in die Höhe, sodaß die Schnauze ziemlich schmal endigen muß. Es kommt das daher, daß die Mandibeln stark aufgerichtet sind. Ausgezeichnet sind die Kopfknochen selbst zu erkennen. Die Begrenzung der einzelnen Kopfknochen wird besonders dadurch sehr deutlich, daß die sehr starke Skulptur der einzelnen Knochen einen von den Nachbarknochen jeweils abweichenden Verlauf zeigt. Es sind das in jedem Fall wellig verlaufende, gebogene, starke Erhebungen.

Die Ausbildung der Kopf-Deckknochen weicht nicht unerheblich von derjenigen von *Palaeoniscus* ab, wie sie von Traquair[1]) genau dargestellt worden ist. Sie entspricht dagegen

---

[1]) The ganoid fishes of the carboniferous formations. 1877. I, t. I, f. 2.

dem Schema, welches derselbe Autor bei *Rhadinichthys geikiei* entworfen hat, freilich ohne eine Bestimmung der einzelnen Knochenplatten zu geben. Die Anordnung der Platten ist viel primitiver als bei *Palaeoniscus*. Es sind vor allem am hinteren Teil des Kopfes sehr deutlich zwei vertikale Reihen von Platten zu erkennen, in denen die einzelnen Platten sehr regelmäßig übereinander liegen. Die hintere Reihe bildet das Claviculare mit dem Supratemporale an der oberen Schädeldecke, dann davor das große Parietale, von dem aus vertikal das Operculum mit den branchiostegalen Strahlen folgt. Vor diesem letzteren dehnt sich nach vorne bis unter und vor das Orbitalloch das große Maxillare aus, während vor dem Operculum die ziemlich breite Platte des Postorbitale gelegen ist, an das sich, die obere Augenhöhle begrenzend, das Suborbitale anschließt, schließlich ist vor dem Parietale ein Bruchstück des Frontale sichtbar. Vor den branchiostegalen Radien schließt sich stark nach oben gerichtet die Mandibel an. An dieser sowie an dem Maxillare sind kleine, spitze Zähnchen noch eben erkennbar. Von den anzunehmenden Präfrontale und Intermaxillare ist dagegen nichts sichtbar.

Von größtem Interesse ist an der vorliegenden Form, daß es die Erhaltung erlaubt, die Gestalt und die Lage der Kopfknochenplatten genau zu erkennen. Bei Exemplaren von europäischen und amerikanischen Fundstellen ist diese Zusammensetzung bisher nicht beschrieben worden. Um die Bedeutung dieser Feststellungen besser hervortreten zu lassen, habe ich auf Taf. XXXVII den von TRAQUAIR bisher bei den Gattungen *Nematoptychius*[1]) (Unter Karbon), *Rhabdolepis*[2]) (Perm) und bei *Palaeoniscus*[3]) (Perm), ferner von SCHELLWIEN bei *Semionotus*[4]) beschriebenen Aufbau dieser Knochenplatten zusammen mit dem von mir bei *Rhadinichthys* festgestellten abgebildet. Es ist hieraus ersichtlich, daß bei unserer Gattung die geringste Anzahl von Kopfplatten vorhanden ist und damit die regelmäßigste Gliederung in den hintersten Claviculare-Bogen, den dann nach vorne folgenden Operculum-Bogen und daran anschließend den direkt hinter der Augenhöhle liegenden Praeoperculare Bogen, dessen ventralstes Element das Maxillare darstellt. Die allernächsten Beziehungen sind zu der gleichfalls unterkarbonischen

[1]) R. H. TRAQUAIR, The ganoid fishes of the carboniferous formations. 1877. I, t. I, f. 11.
[2]) Ebenda. 1877, I, t. II, f. 6.
[3]) Ebenda. 1877, I, t. I, f. 2.
[4]) E. SCHELLWIEN, Über *Semionotus*. Schriften Physik.-ökon. Ges. zu Königsberg. 1901. 42. S. 9, Textfig. 1.

Gattung *Nematoptychius* vorhanden, bei welcher nur die Suborbitalia zahlreicher vorhanden sind. Die Lage des Parietale als dorsale Platte des Operculum ist aber auch hier noch deutlich erkennbar. Bei den jüngeren Gattungen *Palaeoniscus* und *Rhabdolepis* sind speziell die Anordnungen der dorsalen Platten andere. Das Parietale wird viel kleiner und mehr nach vorne gedrängt, es tritt hinter ihm ein Posttemporale, ein von TRAQUAIR als Subtemporale bezeichnetes Plättchen auf. Auch schiebt sich bei *Palaeoniscus* ein als Squamosale bezeichnetes Element zwischen Operculum und Parietale ein. Bei dem triadischen *Semionotus* ist alles dieses in noch verstärktem Maßstabe der Fall.

Die osteologische und wohl auch entwicklungsgeschichtliche Bedeutung der Schädelknochen liegt in der regelmäßigen Aneinandergliederung der beiden hinteren Bögen des Claviculare und des Operculum. Diese Ausbildung ist gegenüber der unregelmäßigeren bei dem permischen *Palaeoniscus* wohl als eine primitivere zu betrachten.

Die größte paarige Knochenplatte des oberen Kopfes ist das Parietale, dasselbe verbreitert sich stark nach hinten und verjüngt sich nach vorne, der aufsteigenden Umgrenzung des Orbitalloches entsprechend. Die Skulptur dieser Platte folgt ganz unregelmäßig der äußeren Kontur; d. h. auf der oberen Partie verläuft sie in der Richtung der Körperachse, während sie nach unten der nach hinten ausgedehnten Gestalt folgt. Sehr breit ist auch das Maxillare ausgebildet. Die Ausbildung der übrigen Knochen ist aus der Zeichnung genügend sichtbar.

Bezüglich der Artbestimmung des Fisches stehen mir erheblich mehr Einzelheiten zu Verfügung, als die Beschreibungen der meisten europäischen und nordamerikanischen Arten enthalten, da die Erhaltung des argentinischen Stückes ganz außerordentlich viel günstiger ist als diejenige der allermeisten bisher bekannten *Rhadinichthys*-Exemplare.

Die nächstverwandten Arten sind *Rhadinichthys ornatissimus* AG., *R. carinatus* AG., *R. elegantulus* TRAQ., alle aus dem calciferous sandstone Großbritanniens, ferner *R. cairusi* JACKSON aus dem Unter-Karbon von Neu-Braunschweig. Die übrigen bekannten Arten lassen sich z. T. durch die deutlich in Tuberkeln aufgelösten oder auch durch die flachen Skulpturstreifen der Kopfknochen, z. T. aber auch durch die andere Gestaltung der Körperform leicht unterscheiden.

Die nordamerikanische Art *R. cairusi* [illegible][1]) stimmt selbst

---

[1]) Rep. coal mine 1851, S. 23, [illegible] ...alogue of the fossil fishes in the British museum[illegible]

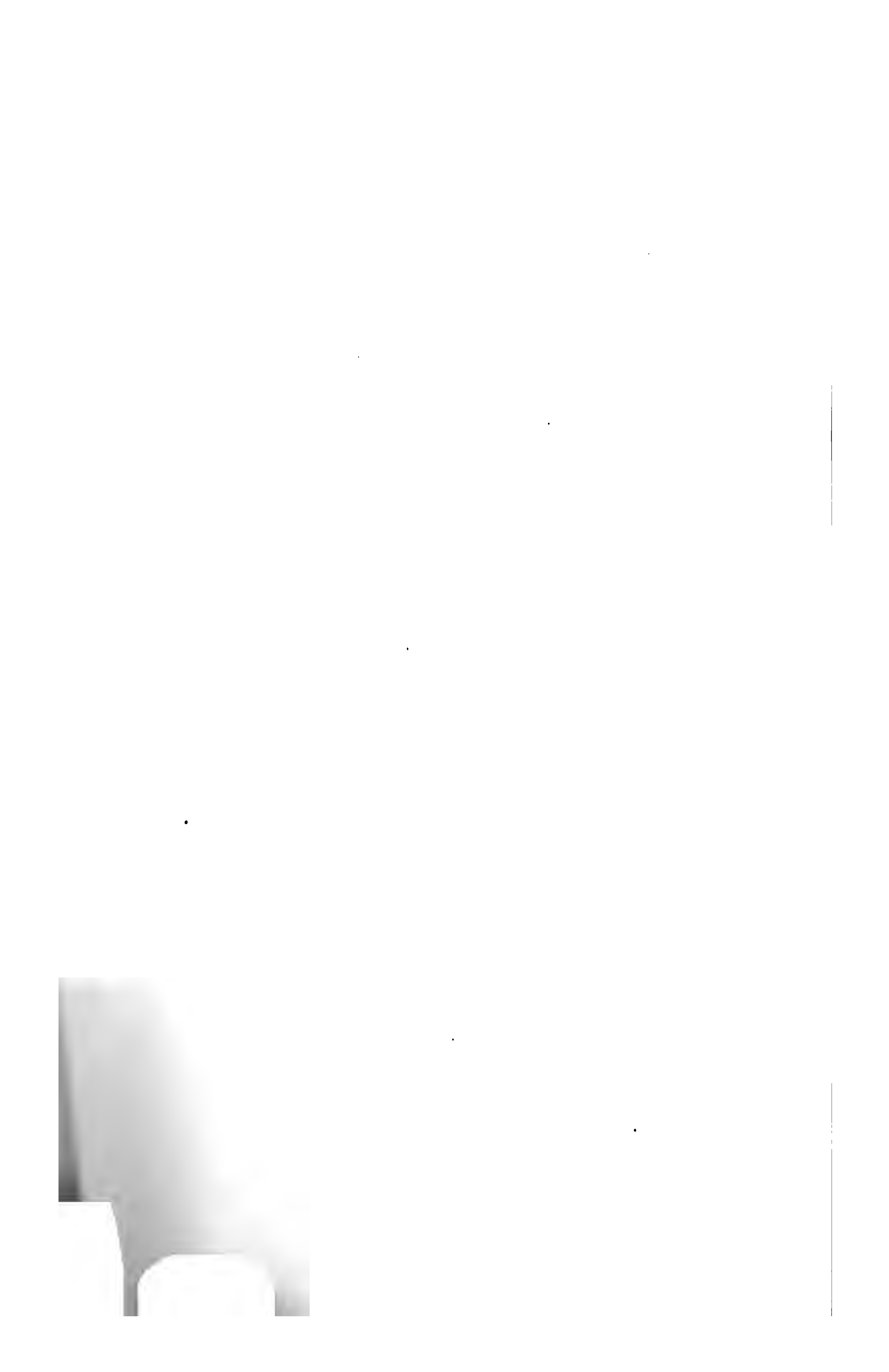
in kleinen Merkmalen der Ausbildung der Flossen und der Körperform mit unserer Art überein, doch zeigen die Körperschuppen eine feinere Skulptur, welche nur teilweise mit dem unteren Rande der Schuppen parallel verläuft und hinten in eine sehr feine Auszackung der Schuppe übergeht. Bei *R. argentinicus* sind aber meist drei, vielleicht hier und da vier Streifen zu erkennen, welche eine relativ grobe Auszackung des Hinterrandes bedingen. Alle anderen bekannten nordamerikanischen *Rhadinichthys*-Arten weichen noch erheblich weiter von unserer Art ab oder sind nur in sehr kleinen und viel ungünstiger erhaltenen Exemplaren beschrieben, welche überhaupt garkeinen eingehenden Vergleich zulassen.

Die europäischen *R. ornatissimus*, *carinatus* und *elegantulus* unterscheiden sich vornehmlich durch ihre Körperformen, aber gerade auf diese dürfte wohl bei der durch die Einbettung und durch den Zusammendruck in dem Sediment stets bedingten Verdrückung wenig entscheidendes Gewicht zuzulegen sein. Außerdem soll die Skulptur der Kopfknochen bei *R. elegantulus* „selten in Tuberkeln übergehen“, was einen deutlichen Unterschied gegenüber der argentinischen Art abgibt. Bei *R. carinatus* sind ferner die medianen Schuppen größer als die ober- und unterhalb derselben befindlichen. Bei *R. ornatissimus* sind die Schuppen überhaupt höher als lang; es ist dies das umgekehrte Verhältnis wie bei der argentinischen Art.

Wenn demnach also auch alle diese Arten der argentinischen außerordentlich nahestehen, so ist doch eine absolute Identität nicht vorhanden, und habe ich es vorgezogen, dieser Form eine neue Artbezeichnung zu geben.

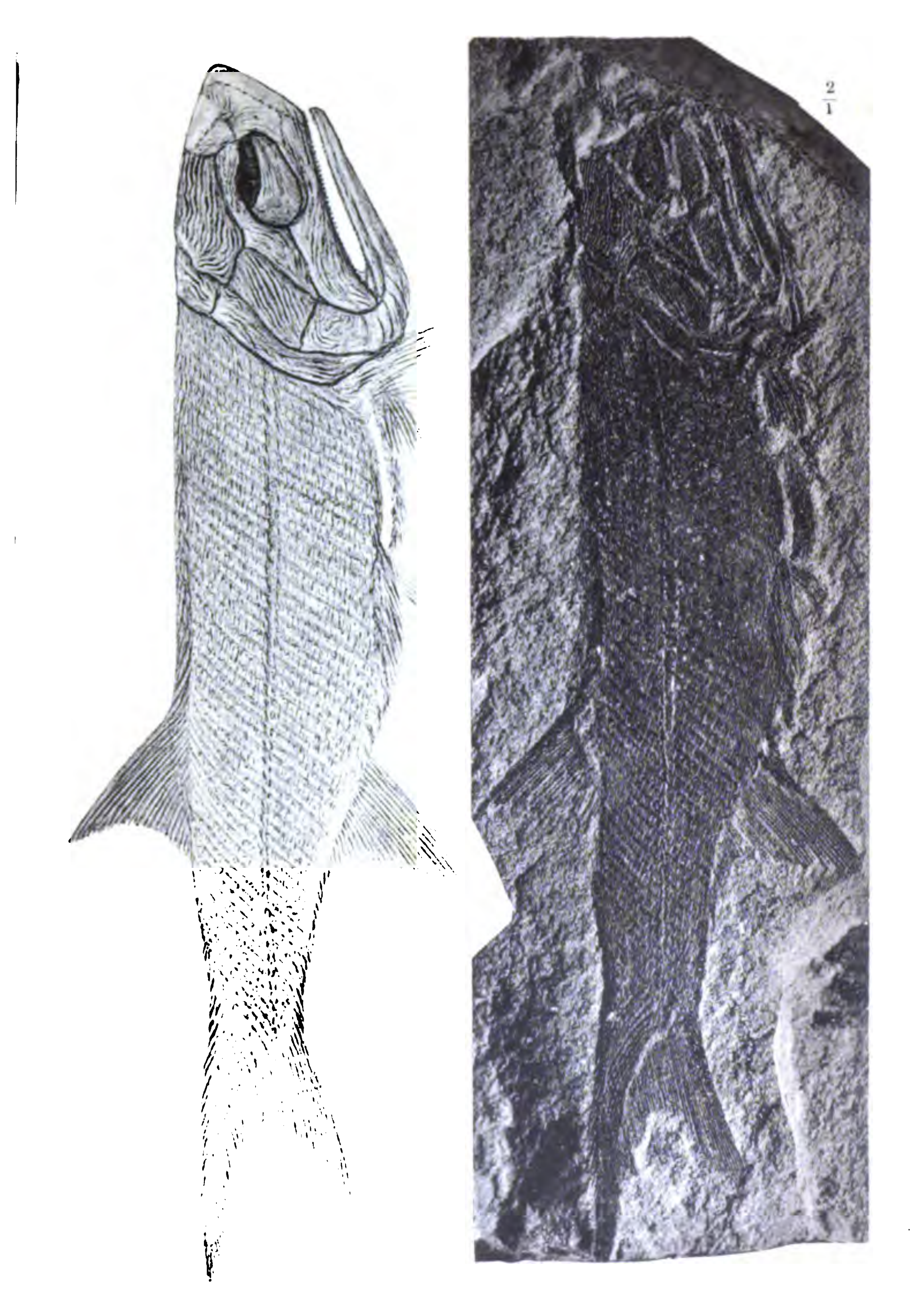
Andrerseits läßt die nahe Verwandschaft gerade mit europäischen Arten derselben Gattung aber wohl mit Bestimmtheit erkennen, daß die argentinische Art nur carbonischen Alters sein kann, freilich aber sowohl unter- als auch oberkarbonisch.

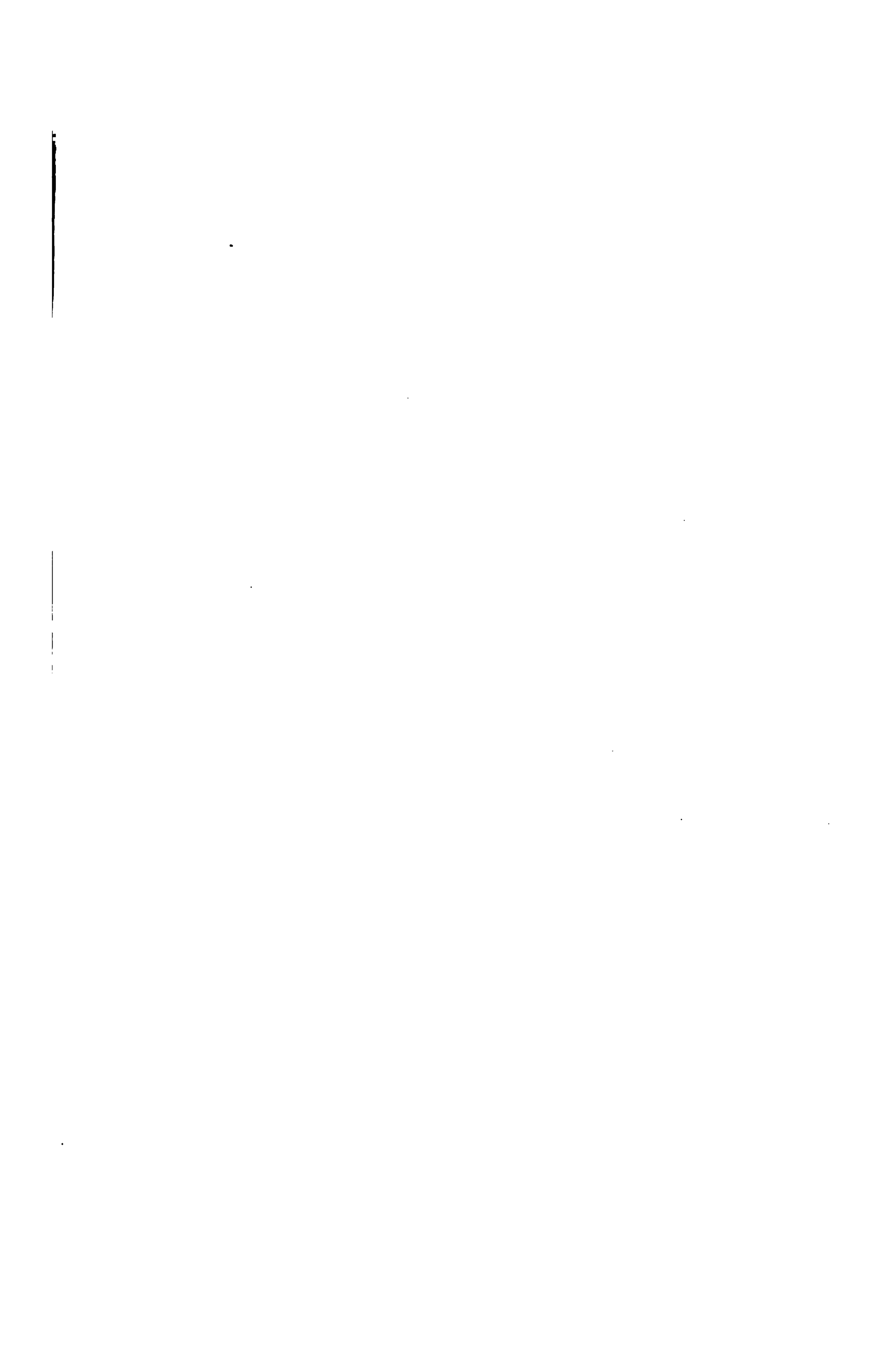




Erklärung der Taf. XXXVI.

Rhadinichthys argentinicus nov. sp. aus dem Karbon von Estancia Carpinteria in Argentinien in doppelter Größe.


2/1

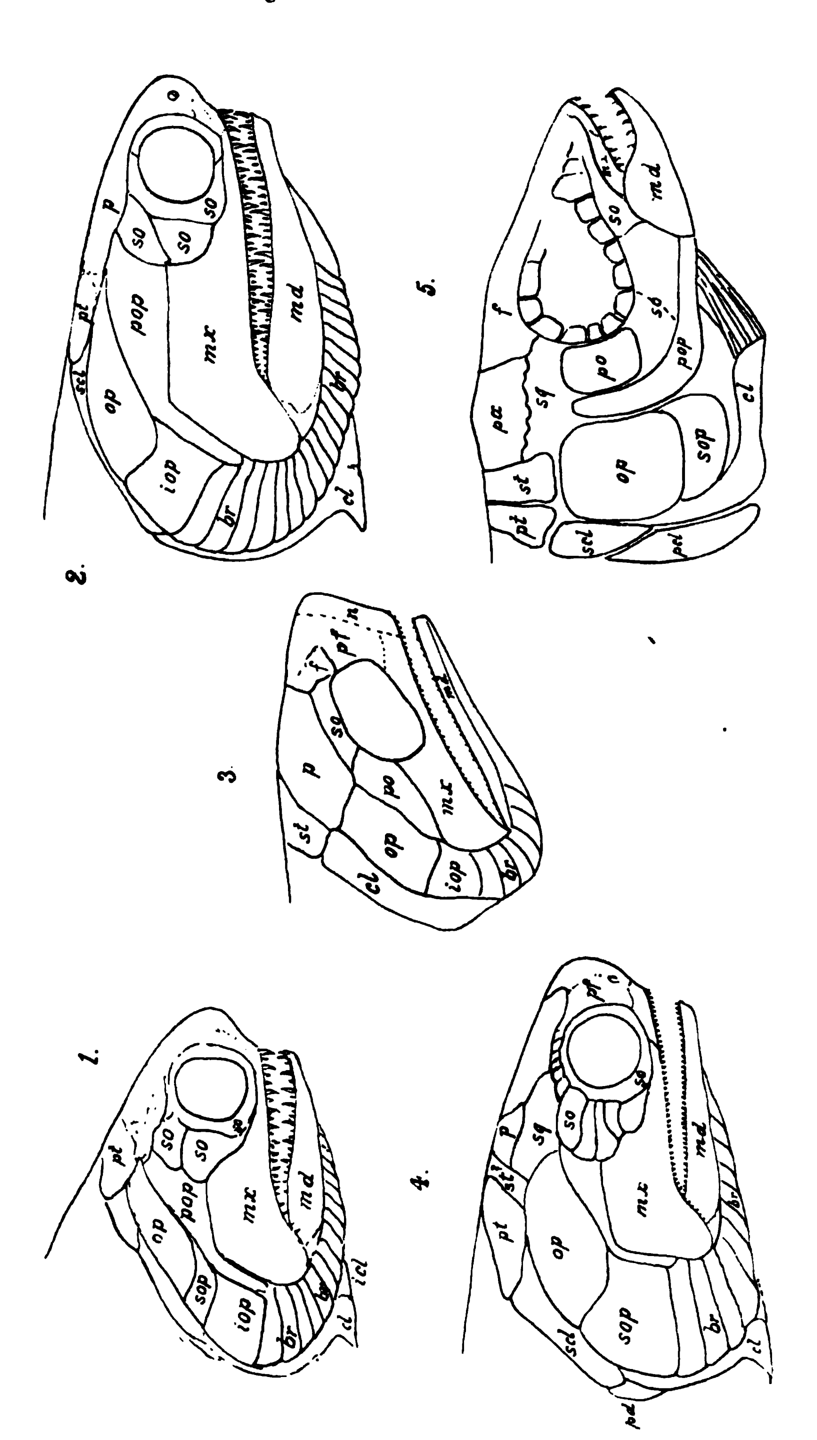


Erklärung der Taf. XXXVII.

Zusammenstellung der Kopfknochenplatten bei einigen Heterocerken.

Fig. 1. *Rhabdolepis* (Perm) nach TRAQUAIR.
Fig. 2. *Nematoptychius* (Unter Karbon) nach TRAQUAIR
Fig. 3. *Rhadinichthys* (Karbon) *argentinicus* (vergl. vorhergehende Tafel).
Fig. 4. *Palaeoniscus* (Perm) nach TRAQUAIR.
Fig. 5. *Semionotus* (Trias) nach SCHELLWIEN.

f = Frontale, pf = Praefrontale, n = Nasale, p = Parietale, cl = Claviculare, scl = Supraclaviculare, pc = Postclaviculare, icl = Infraclaviculare, pt = Posttemporale, op = Operculum, sop. = Suborperculum, pop = Praeoperculum, iop = Interoperculum, br = Branchiostegalia, so = Suborbitalia, mx = Maxillare, md = Mandibulare, sq = Squamosale, st = Subtemporale.

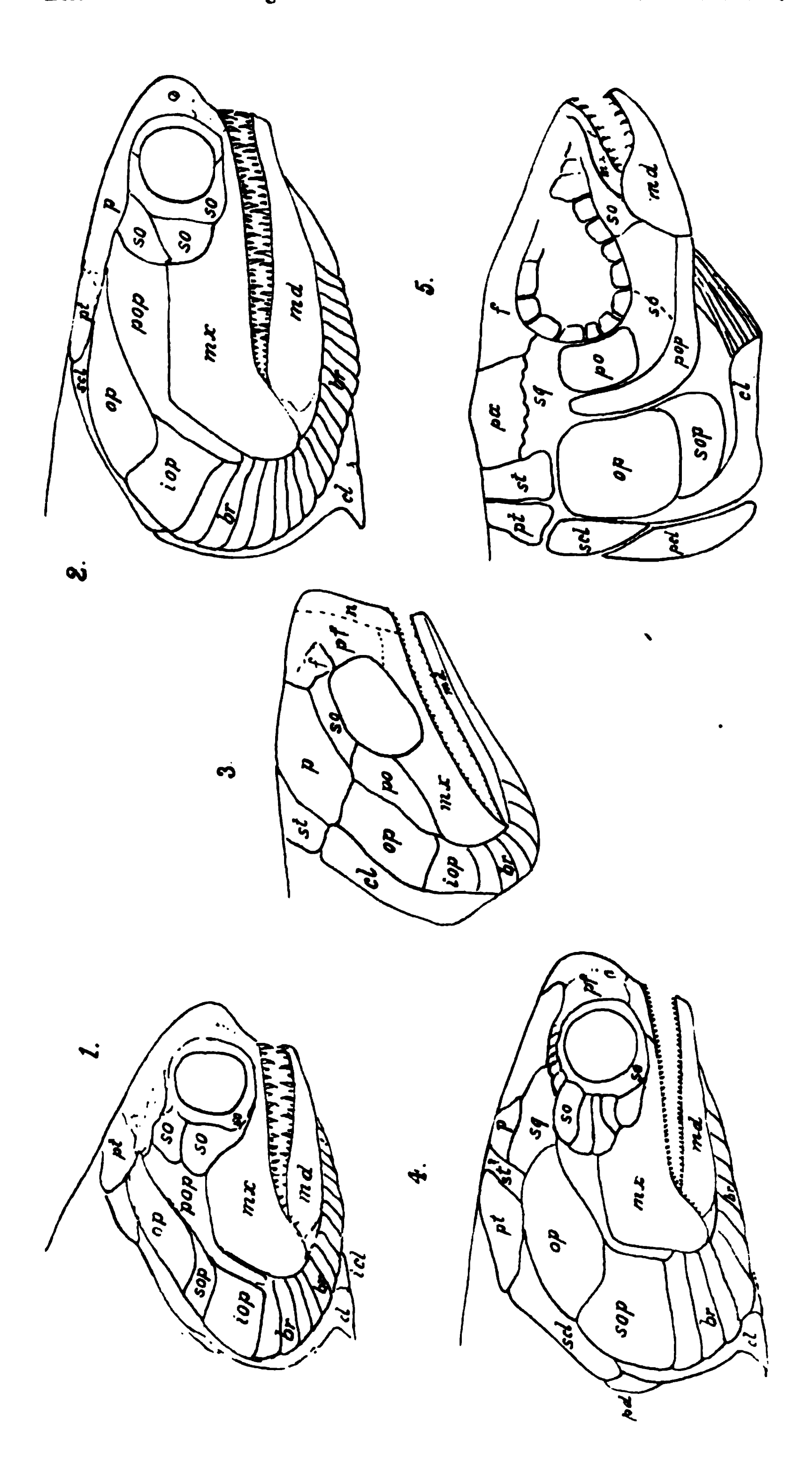

2.
p
so
so
so
pt
pop
mx
md
scl
op
iop
br
br
cl
5.
md
so
f
so
pop
po
sq
pa
cl
sop
op
st
pt
scl
pcl
3.
pf
n
f
so
p
po
mx
st
op
cl
iop
br
1.
pt
so
so
pop
mx
md
op
sop
iop
br
cl
icl
4.
pf
so
sq
p
st
so
md
mx
br
pt
op
sop
br
scl
cl
pd

Erklärung der Taf. XXXVII.

Zusammenstellung der Kopfknochenplatten bei einigen Heterocerken.

Fig. 1. *Rhabdolepis* (Perm) nach TRAQUAIR.
Fig. 2. *Nematoptychius* (Unter Karbon) nach TRAQUAIR
Fig. 3. *Rhadinichthys* (Karbon) *argentinicus* (vergl. vorhergehende Tafel).
Fig. 4. *Palaeoniscus* (Perm) nach TRAQUAIR.
Fig. 5. *Semionotus* (Trias) nach SCHELLWIEN.

f = Frontale, pf = Praefrontale, n = Nasale, p = Parietale, cl = Claviculare, scl = Supraclaviculare, pc = Postclaviculare, icl = Infraclaviculare, pt = Posttemporale, op = Operculum, sop. = Suboperculum, pop = Praeoperculum, iop = Interoperculum, br = Branchiostegalia, so = Suborbitalia, mx = Maxillare, md = Mandibulare, sq = Squamosale, st = Subtemporale.



1.
2.
3.
4.
5.
p
so
pt
scl
op
pop
mx
md
iop
sop
br
cl
icl
po
st
f
pf
n
sq
pa
pcl
pd



lagerung von rotem Salzton und eigenartigem (pegmatitartigem) Anhydrit, zuweilen mit dünnen kalihaltigen Zonen.

Bestätigt meine Ansicht: rotes Eisenoxyd in der Regel aus Salzwasser, gelbes oder braunes Eisenoxydhydrat aus Süßwasser.

4. Hauptanhydrit (40—50—90 m).

Diese Benennung scheint mir nicht glücklich gewählt. Es ist der liegende Gips des jüngeren Steinsalzes, der nachträglich wasserfrei geworden ist da, wo er als Anhydrit erscheint.

5. Grauer Salzton (4—10 m).

Darüber habe ich bereits meine Ansicht im Eingange dargelegt.

6. Kalisalzregion (30—40 m).

Hier erscheint mir die Mächtigkeitsziffer ebenfalls viel zu gering.

F. Bischof, der doch in Staßfurt lange Zeit tätig und ein gewissenhafter Beobachter war, gibt an als prozentualische Zusammensetzung des Staßfurter Salzlagers: „Die obersten 42 m bestehen aus Carnallit 55 %, Kieserit 16, Steinsalz 25 %. Die folgenden 56 haben 13 % Carnallit, 17 Kieserit, 65 Steinsalz, die darunter liegenden 62 m bestehen aus 6,6 % Polyhalit mit 91 Steinsalz."

Freilich hat Bergreferendar Leo Löwe in Heft 9 der Zeitschr. f. prakt. Geologie vom Sept. 1903 die ganze Kieserit- und Polyhalitregion zum älteren Steinsalz gerechnet, m. E. sehr mit Unrecht; denn Kieserit kommt nur in unsern Kalisalzlagern vor, und Polyhalit erscheint außer bei Staßfurt einzig in einigen alpinen Salzflötzen schwach vertreten. Winzige Repräsentanten unserer Kalisalze finden sich ja zuweilen im Steinsalz regulärer Salzflötze, aber zu Regionen haben sie es anderwärts nie gebracht. Wenn auch die Polyhalitregion in der Staßfurter Gegend nicht scharf nach oben und unten abgegrenzt sein sollte, so gehört sie doch zu den Kalisalzen, und die Kieseritregion erst recht.

Soll also in dem angegebenen Normalprofil die Zahl 30—40 m nicht für die ganze Kaliablagerung, sondern nur für die Carnallitregion gelten, so mag man das hinnehmen.

Daß bei den Dislocationen diese Region hie und da zusammengedrückt worden ist, bedarf keiner besonderen Hervorhebung. Auch Störungen kommen vor; so verzeichnet der Herzog-Regent-Schacht bei Jessenitz 50 und 83 m absoluter Carnallitmächtigkeit.

7. Älteres oder Hauptsteinsalzlager (100—900 m).
8. Mehrmaliger Wechsel von z. T. sehr mächtigen Anhydriten

und Dolomiten . . . . u. s. w.

Zu 7 habe ich zu erwähnen, daß ZIMMERMANN in einer Anmerkung auf S. 50 mir vorwirft, ich hätte die in Bohrlöchern erlangten Werte als Mächtigkeit des älteren Steinsalzes angenommen.

Er bezieht sich da wahrscheinlich auf die von mir gemachten Angaben über den enormen Reichtum an Steinsalz unter unserem Flachlande in dieser Zeitschr. 1902, S. 608, welche sämtlich über 1000 m Bohrtiefe hinausgehen.

Nur diesen Reichtum habe ich da darlegen wollen, ohne Rücksicht darauf, ob es z. T. jüngeres Steinsalz ist oder bloß älteres; die Zahlen sind ja auch ausdrücklich da als Bohrresultate bezeichnet; daraus weiß jeder Sachverständige, daß sie keineswegs die absolute Mächtigkeit darstellen sollen.

Gerade ich bin derjenige, der zuerst behauptet hat, daß kein einziges unserer norddeutschen Kalibetten seine ursprünglich horizontale Position bewahrt hat.

Da ZIMMERMANN nun speziell erwähnt, das Steinsalz im Bohrloch bei Oldau solle 1472 m mächtig durchbohrt sein, aber auch jüngeres sein, C-förmig u. s. w., so kann ich ihm mit genauem Profil dienen.

Bohrloch IV von Prinz Adalbert hatte Tertiär bis 72,7 m, Gips bis 104 m, jüngeres Steinsalz bis 592 m. Hierauf folgten Kalisalze und eine nahezu 100 m starke Steinsalzbank, dann wieder Kalisalze und bis 1260 m (im Oktober 1900) älteres Steinsalz. Die Bohrung wurde danach auf Privatkosten von H. THUMANN noch weiter fortgesetzt, und in der „Industrie“ wurde publiziert, daß er bei Oldau 1472 m in Salz durchbohrt hätte. Bei 1613 m stellte er die Bohrung (immer noch in Salz) ein. Zieht man Tertiär, Gips und Kali von der Zahl 1613 ab, so kommt 1472 für Salz heraus.

Bohrloch III dagegen erwies bis 73,5 m Tertiär, bis 132 Gips, bis 190 Steinsalz, bis 266 m Kalisalze und von da an älteres Steinzalz.

Eine C-förmige Lagerung vermag ich daraus nicht zu konstruieren.

Diesen hannoverschen Fall hätte ZIMMERMANN, der ja gesteht, daß er die Verhältnisse in Hannover nicht näher kenne, besser nicht gegen mich verwertet.

S. 49 sagt ZIMMERMANN, daß an den (im Normalprofil) angegebenen Schichten jede einzelne für den Erfahrenen an ganz besonderen Merkmalen auch außerhalb ihres Lagerungsverbandes erkennbar ist, so z. B. auch jeder der genannten Anhydrite von anderen unterscheidbar, und daß, wenn die besonderen Merkmale

besser beachtet werden, viele Millionen für verfehlte Aufschlußarbeiten gespart werden können.

Das wäre, obgleich ich beim reinen Steinsalze noch nicht so recht daran glaube, doch ein großer Fortschritt. Schade, daß sich dieser nur auf das kaum noch erreichbare Staßfurter bezw. norddeutsche Gebiet bezieht, denn anderswo als in Hannover ist jetzt kaum noch mit Kali anzukommen. Allein auch da muß, soweit ich die Situation übersehe, die ZIMMERMANNsche Ansicht stimmen, weil sich in einer so großen Tiefsee, wie das Zechsteinmeer des norddeutschen Busens war, doch nicht die Sedimente brockenweise bloß hie und da absetzen; äquivalent müssen sie durchweg einen gemeinsamen Charakter aufweisen.

Ich komme zum Schluß.

Die Ableitung von (dem nicht in unsern Kalilagern existierenden) Jod aus Chondriten ist nicht statthaft; denn woher sollten es denn diese genommen haben? Doch nur aus dem Seewasser selbst. Noch im Jahre 1885 versuchte man allerdings in Staßfurt das Salzlager aus Salzbächen entstehen zu lassen und diese wiederum von Salzfelsen abzuleiten, aber „sowas“ geht heute nicht mehr.

Wenn endlich ZIMMERMANN S. 50 sagt, mein Aufsatz in der Zeitschr. f. prakt. Geologie 12, 1904, S. 24 enthalte teils falsche, teils unklare oder sehr mißdeutige Angaben, so brauche ich wohl nicht näher darauf einzugehen; ich vertrete alles da von mir publizierte voll und ganz.

---

18. Die Bilobiten-artigen Konkretionen und das Alter der sog. Knollensteine von Finkenwalde bei Stettin.

Von Herrn W. DEECKE.

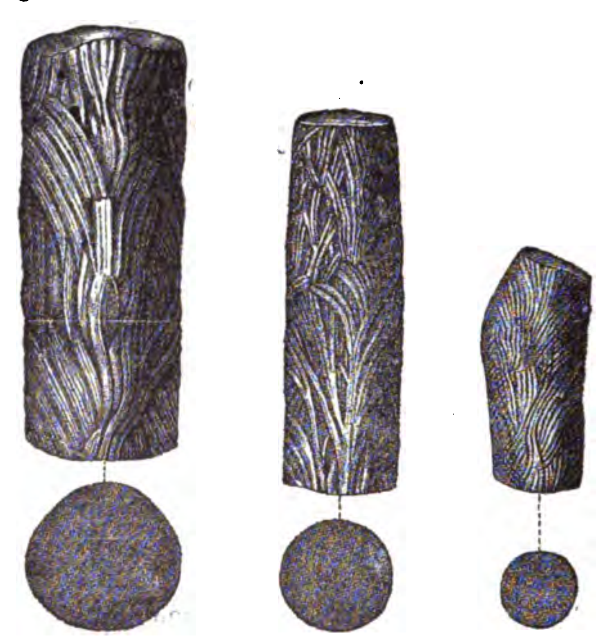
Hierzu 3 Textfig.

Greifswald, den 12. Juni 1904.

In dieser Zeitschrift ist vor anderthalb Jahrzehnten von eigentümlichen „Bilobiten-ähnlichen“ Körpern die Rede gewesen, die sich bei Finkenwalde unweit Stettin finden. Kein Geringerer als FERD. RÖMER beschrieb diese Dinge[1]) und gab einige im ganzen zutreffende Textfiguren. Dann ist im nächsten Jahre DAMES auf diese Gebilde zurückgekommen[2]), indem er feststellte, daß dieselben

[1]) Diese Zeitschr. 38, 1886, S. 762—765.
[2]) Ebenda 39, 1887, S. 512.

in dem bekannten Bruche der „Stern"-Zementfabrik auf der Kreide in einer eisenschüssigen, wenige Zentimeter dicken Bank unmittelbar über der Kreide ihre Lagerstätte hätten. In der Bank sei auch *Magas pumilus* gefunden und beweise, daß diese nebst den merkwürdigen Stengeln und Zylindern dem Obersenon angehört. Über die Natur und Verwandtschaft dieser Körper wollte DAMES eine besondere Abhandlung erscheinen lassen, die meines Wissens nicht gedruckt worden ist.



Kopie der RÖMERschen Figuren.

Bei meinen wiederholten Exkursionen nach den Finkenwalder Gruben habe ich nun diese Zylinder mit ihrer sonderbaren Skulptur reichlich gesammelt und neuerdings von Herrn Direktor PAULSEN eine größere Zahl trefflich erhaltener Exemplare übersandt bekommen. An diesen läßt sich die auffallende Riefung studieren, und da außerdem die Lagerung in der Sterngrube deutlicher erschlossen ist, als 1887 bei dem Besuche von DAMES, mag erlaubt sein, kurz auf diese Gebilde und ihre Entstehung zurückzukommen.

Zunächst hat DAMES Recht, wenn er sagt, daß die Lagerstätte die Oberfläche der Kreide und eine eisenschüssige Bank sei. In dieser liegen die walzen- oder zylinderförmigen, finger-

bis daumendicken Stengel horizontal und immer zerbrochen, niemals mit unverletzten Enden; gelegentlich sind sie gegabelt oder unregelmäßig platten- bis knollenförmig und gehen in ihren Dimensionen bis zur Dicke eines Federkieles herunter. Die Bank ist das Liegende eines eisenschüssigen Diluvialkonglomerates, von mächtigen Sandbänken und tonigem älterem Geschiebemergel und umschließt mächtige Quarzitblöcke mit verkieselten schwarzen Pflanzenwurzeln, die sog. Knollensteine, die ich als Reste des Miocän ansehe; warum, werde ich weiter unten ausführlich begründen. Dies altdiluviale Konglomerat, der Geschiebemergel und die interglacialen Sande im Hangenden haben bekanntlich an der gewaltigen Verschiebung und Überkippung von Kreide und Tertiär teilgenommen. In dem Konglomerat sind die Gerölle zerquetscht, ebenso wie in der Kreide die Fossilien, vor allem die Belemniten zerrissen sind. Deshalb kommen auch die fraglichen Körper nur in abgebrochenen oder zerrissenen Fragmenten vor, müssen demnach älter sein, als die oberdiluvialen Störungen. — Betrachtet man ihre Querschnitte, so gibt schon Römer an, daß „in der Masse des Toneisensteins sehr kleine Quarzkörner und auch einzelne stärkere bis linsengroße gerundete Stücke von weißem Quarz eingestreut sind". „In den Vertiefungen der Oberfläche haften geringe Mengen eines feinen weißen Tones und erzeugen den Anschein, als ob in diesen die Körper eingebettet gewesen seien". Die weißen Quarze und der helle, kaolinartige Ton sind typische Merkmale des pommerschen Miocän. Dasselbe hat, wie die Knollensteine zeigen, auf der Kreide gelegen; ferner kommt unten in der Grube auf einer Kluft noch eine größere Scholle typischen miocänen Quarzsandes zutage. In der Kreide fehlen diese weißen Quarze ganz und gar. Also sind die Stengel kaum Gebilde des Senon, sondern des hangenden, zum größten Teile denudirten Miocäns. Damit soll aber nicht behauptet sein, daß sie tertiären Alters sind, im Gegenteil halte ich sie für altdiluvial, weil aus den übrigen Miocänbildungen Pommerns mir derartige Toneisensteine nicht bekannt geworden sind. Bei Finkenwalde ruht dicht über ihrer Fundstätte das eisenschüssige Diluvium. Aus diesem haben die Sickerwasser das Eisen fortgeführt und bei ihrem Laufe über die undurchlässige wellige Kreideoberfläche wieder abgesetzt, indem sie die Reste der miocänen Sande verkitteten und in diesen Eisenabsatz auch die obersten, aufgewühlten lockeren Kreidepartien hineinzogen. So erklärt sich der von Dames gemachte Fund von zwei *Magas pumilus*-Individuen.

Schwierigkeiten bietet nur die zylindrisch-walzenförmige Gestalt, die aber keineswegs ausschließlich herrscht, sondern

plattigen oder verzweigten, resp. knolligen Formen weicht. Überblickt man die Gesamtheit der Gestalten, so stellt sich von selbst die Meinung ein, es handle sich um Ausfüllung von Hohlräumen, entweder von Gängen oder von hohlen Pflanzenstengeln und Wurzeln. Dabei ist von der organischen Struktur der Hülle nichts mehr erhalten. Die ganze Masse ist kryptokristalliner Eisenspat mit Sand und Ton, ohne bestimmtes Gefüge. Selbst die Außenseiten, welche das von Römer geschilderte Flechtwerk feiner Fäden zeigen, haben nichts mit Organischem zu tun. Neuere, gut erhaltene Stücke brachten mich auf den Gedanken, daß diese Oberflächenskulptur rein kristallinisch sei, aus Kanten von Spateisensteinrhomboedern bestünde, die, freilich nur schmal und unvollkommen entwickelt, den Gyps- oder Schwefeleisenkonkretionen mit freien Kristallenden entsprächen. Schon die Römerschen Figuren erinnern an gestricktes Kristallwachstum, und da die Winkel nach meinen Messungen durchschnittlich 30, 60 oder 120° betragen, ist damit das hexagonale (rhomboedrische) System als Grundlage recht wahrscheinlich gemacht. Die Kristallisation flacher Rhomboeder (z. B. $+ \frac{1}{4}$ R oder $- \frac{1}{8}$ R) hat gleichzeitig an vielen Stellen der Oberfläche begonnen, dieselben haben sich gestört und sind in Zwillingsstellung getreten. Berücksichtigt man, daß infolge sattelförmiger, diesem Karbonate charakteristischer Krümmung der Flächen auch Bogen und Haken entstehen, so erklärt sich die scheinbar regellose und sonderbare Skulptur auf das einfachste.

Damit aber diese Zylinder und Walzen zustande kommen konnten, glaube ich auf vertikale und horizontal verzweigte Hohlräume oder auf lockere Gewebe in den miocänen Sanden und Tonen über der Kreide zurückgreifen zu müssen. Das Nächstliegende wären vom Sediment umschlossene Pflanzenwurzeln oder aus diesen entstandene Kohlenstücke entweder von miocänen oder altdiluvialen Pflanzen. Es liesse sich an Rohr oder an Rhizome von Equiseten denken, die sich in dem Miocängrand und über der für Pflanzenwurzeln in der Regel undurchdringlichen Kreide verzweigten. Natürlich sind Wurmröhren a priori nicht ausgeschlossen, aber die so sehr verschiedene Dicke und feine Verzweigung spricht gegen die tierische, aber für die ursprünglich pflanzliche Anlage, daß in den Quarziten der Nachbarschaft solche Wurzelreste massenhaft erhalten sind. Poröse Kohlenmassen oder vom Ton umschlossene hohle Stengel zogen die mit Eisensalzen beladenen Sickermassen an und brachten jene zur Ausscheidung, wobei die organischen Bestandteile nahezu völlig zerstört wurden. Stammt der Eisengehalt aus dem Konglomerat oder dem Diluvium überhaupt, so sind diese Körper natürlich diluvial, sonst muß

man sie als prädiluvial und vielleicht als miocän ansehen, wofür freilich bisher Analoga nicht existieren.

Immerhin zeigt dies Beispiel, wie kompliziert die Entstehung solcher Gebilde sein kann, daß sie bei scheinbar organischer Skulptur und möglicherweise ursprünglich organischer Mitwirkung doch rein anorganische Dinge sind; ferner, daß die Lagerstätte nicht notwendig das Alter angibt, und daß äußere Ähnlichkeit keineswegs auf Gleichartigkeit schliessen läßt. Denn die Bilobiten, Rhizokorallien u. s. w. müssen ganz andere Bildungen sein.

Ich benutze diese Gelegenheit, um mich noch einmal näher über das Alter der Knollensteine zu äußern. In einer brieflichen Mitteilung des Märzheftes dieser Zeitschrift hat auf S. 31 und 32 Wahnschaffe Einspruch dagegen erhoben, daß ich die von Wurzelresten durchzogenen Quarzitknollen für Miocän gehalten habe. Ohne mich in eine Polemik einzulassen, möchte ich gerne etwas ausführlicher meine Auffassung begründen; denn nicht die Finkenwalder Vorkommen waren es, die mich an der bisher giltigen Auffassung zweifeln ließen. Aber in dem Aufsatze über die Tektonik und den Eisdruck hatte ich keine Gelegenheit die Frage aufzurollen. In meinem Aufsatze über das pommersche Tertiär [1]) habe ich noch die Ansicht von G. Berendt, daß diese Knollensteine unteroligocän seien, geteilt. Ich bin seitdem davon zurückgekommen aus folgenden Gründen.

Es ist bisher keine Spur einer limnischen Bildung im älteren baltisch-pommerschen Tertiär bekannt geworden. Solange man glauben konnte, daß in der Eocänzeit das Meer unsere pommerschen Gebiete verlassen habe, mußte man dazu gelangen eine zwischen Obersenon und Mitteloligocän eingeschaltete terrestische Sedimentreihe zu vermuten. Es hat sich nun herausgestellt, daß Eocän mit dem älteren und mittleren Schichtenkomplex ganz sicher in der westlichen Ostsee, und zwar in mariner Facies abgelagert worden ist; im Osten haben wir die unteroligocänen Bernsteinsande ebenfalls mit marinen Versteinerungen; deshalb ist heute in unserem Gebiete eigentlich kaum mehr Platz für eine Braunkohlenbildung. Die Bernsteinschichten reichen sicher weit nach Pommern herüber und dürften hier wenigstens vorläufig mit derselben Ausbildung anzunehmen sein, wie weiter im Osten. Dort ist mir aber von solchen quarzitischen Knollensteinen im Unteroligocän nichts bekannt, wohl aber in vielen Stellen im Miocän.

In keinem der Stettiner Tiefbohrlöcher, die bis auf die Kreide hinabgeführt sind, hat man je zwischen Septarienton und

[1]) Neue Materialien zur Geologie von Pommern. Mitteil. d. Naturw. Ver. Greifswald 34. 1903. S. 18.

Kreide eine Spur von diesen Knollensteinen gefunden. Die einzige Zwischenlage besteht in einem grünen Sande von geringer Dicke, ähnlich wie er von WAHNSCHAFFE in dem Friedensburger Lager zwischen Kreide und Septarienton erwähnt wird. Ich will zugeben, daß dieser Sand möglicherweise nichts mit dem Diluvialkonglomerate zu tun hat. Die Verhältnisse sind an der entscheidenden Stelle durch den Abbau so verändert, daß darüber völlige Klarheit nicht mehr zu gewinnen ist. Da aber WAHNSCHAFFE die Gruben jedenfalls in den letzten zehn Jahren noch häufiger begangen hat als ich, will ich der Einfachheit wegen auf seinen Standpunkt hinübertreten. Bemerken möchte ich, daß solche Sandlage in dem tiefen Bohrloch zu Treptow a/Toll. beobachtet wurde in 231 m Tiefe mit $^1/_2$ m Dicke, bestehend aus Quarzkörnern und abgerollten Feuersteinbrocken. Ebenso wird ein eisenschüssiger Sand erwähnt von Jatznick aus dem Bohrloch in der Zementfabrik etwa bei 115—117 m Tiefe und zwar mit Bernstein, der mit einzelnen Braunkohlestücken in den tieferen Septarientonschichten gelegen haben soll. Genaueres fehlt leider. Drittens dürfen wir das Cösliner Tiefbohrloch heranziehen. Unter Stettiner Sand mit *Fusus multisulcatus* BEYR. (68.25—71.80) lag Septarienton (71.80—106.00), dann kam feiner Quarzsand mit vielem Glaukonit und wenig Ton, von lebhaft grüner Farbe mit abgeschliffenen Quarzkörnern und gelblich weißen glaukonithaltigen Mergelstücken 8.15 m dick (106.00—114.15) und eine zweite ähnliche Schicht (114—117.40), darauf Kreide, sog. toter Kalk. Das Alter dieser Glaukonitsande bleibt unsicher; sie sind zwischen Kreide und Mitteloligocän eingeschaltet, Knollensteine und Braunkohlenlagen fehlen jedenfalls. Das ist für die hier behandelte Frage das Ausschlaggebende.

Wenn wir also eine ältere glaukonitische Sandbildung annehmen, so könnten diese Knollensteine, falls sie dazu gehören, doch nur Konkretionen in derselben darstellen; sie müßten also Glaukonit reichlich enthalten. Das ist aber eigentlich nicht der Fall. Schliffe, die ich habe anfertigen lassen, weisen nur ein kryptokristallines Aggregat von Quarzkörnern und einige Eisenkörner auf. Außerdem ist ganz unsicher, ob Glaukonit primär in Brak- oder gar Süßwassersanden überhaupt vorkommt. Man könnte dies Mineral sogar eher als Beweis für rein marine Entwicklung der betreffenden Schichten ansehen, wie es bisher durchweg geschehen ist, und dann stimmt die typische Süßwasserfacies der von Wurzeln durchzogenen Knollensteine gar nicht dazu. Schließlich haben wir in den letzteren zwischen den Quarzkörnern einen weißlichen, kaolinartigen Ton, der eher auf die Kaolinsande des Miocän als auf Grünsande hinweist.

Diese geforderten miocänen Sande sind in der Sterngrube wirklich vorhanden. Unten im Bruche ragt mitten in der Kreide nahe der Basis von Septarienton ein Nest dieser nicht zu verkennenden Schichten hervor, was schon oben erwähnt wurde. Es ist augenscheinlich ein Überbleibsel der sonst zerstörten Quarzkiese, von denen aber auf der Unterfläche zwischen der überschobenen Kreide und dem Diluvialsand ein Knoten oder eine Tasche erhalten blieb. Auch die kleinen, vorher beschriebenen Eisenkonkretionen enthalten die charakteristischen weißen Quarze, was schon Römer sah. Reichlich steckt Kohle in den Diluvialsanden. Also vorhanden war das Miocän vor der Diluvialperiode über dem Septarienton oder der Kreide. Auch die naheliegenden Quarzsandgruben der Chamottesteinfabrik von Podejuch beweisen dies.

An einer anderen Stelle, nämlich bei Hohen-Zahden am linken Oderufer oberhalb Stettins, kommen am Gehänge der zur Oder hinabführenden Täler und Rinnen solche Knollensteine massenhaft vor, und auch dort ist Miocän in Form weißer Quarzsande in der Nähe dem Diluvium eingeschaltet.

Vor allem wäre auf die Danziger Gegend hinzuweisen. Am Karlsberge bei Oliva haben wir Quarzite mit schönen Blattresten, bei Hoch-Strieß in der Nähe von Langfuhr Sande mit Braunkohlenbänkchen und dünnen, von Wurzelresten durchsetzten weißen Quarziten; in den kaolinigen Quarzsanden der Ziegelei von Langfuhr ist ein über 2 m langer verkieselter *Cupressinoxylon*-Stamm gefunden, der jetzt im Danziger Provinzialmuseum steht. Diese Schichten können nur als Miocän aufgefaßt werden. Das ist also unzweifelhaft dieselbe Facies wie bei Stettin und wie die Knollensteine von Finkenwalde. Wahnschaffe ist also seinerseits im Irrtum, wenn er sagt, daß man dergleichen im Miocän nicht kenne. Das Naturgemäße scheint mir, da die Quarzsande sich in der gleichen Ausbildung von Danzig bis Neubrandenburg verfolgen lassen, nun auch in Pommern die quarzitischen Konkretionen mit Pflanzenresten demselben Niveau zuzuschreiben und nicht eine Rekurrenz der Facies im Unteroligocän und Miocän vorauszusetzen, wofür in Pommern und Westpreußen ein Anhalt vorläufig fehlt.

Der einzige Beweis für die Berendtsche Ansicht wäre, daß in der Friedensburger Grube einige Knollensteine in dem Grünsand und unter einer dünnen Decke von Septarienton gelegen haben. Dabei ist zu bedenken, daß nach Angaben von Wahnschaffe die Knollensteine auch direkt auf der Kreide vorkommen, daß sie z. T. in dem Geschiebemergel und Konglomerat stecken, daß petrographisch kein unmittelbarer Zusammenhang mit dem „Grünsande“ nachweisbar ist. Bei Finkenwalde sind die Schichten

derart durcheinander geknetet, daß wenigstens für mich die paar Konkretionen in dem Grünsande, dessen Alter übrigens noch nicht ganz sicher ist, gegenüber den bisher vorgebrachten Bedenken und Analogien nicht in Frage kommen. Wie sehr gerade am Kopf der Falte, an der hier interessierenden Stelle die Schichten verdrückt und in einander gequetscht waren, zeigt der Septarienton, der tief in die Kreide eindrang, eine große Schleife in derselben bildete, ja als Ausfüllung jeder kleinen Kluft beinahe gangförmig in dem Senon auftrat. Mir liegt eine treffliche Photographie vom Zustande des Friedensburger Lagers Anfang der neunziger Jahre vor, die ich Herrn Direktor Dr. Goslich verdanke. Sie beweist, wie gewaltig die Schichten in einander gepreßt sind. Dabei können sehr wohl einige Knollensteine in die Grünsandlage geraten sein.

Wenn wir diese Betrachtungen zusammenfassen wollen, so ergibt sich meiner Meinung nach, daß bei Finkenwalde auf Kreide und Septarienton noch jüngeres Tertiär, vor allem Miocänkies lag. Die Stettiner und oberoligocänen Sande mögen lokal bereits im Miocän, in der fluviatilen Phase des Tertiärs zerstört worden sein. Aus den Kiesen ist dann durch die präglacialen Wasser die Masse der Knollensteine herausgespült; diese selbst waren zu schwer, um verfrachtet zu werden, und blieben daher teils auf Kreide und Septarienton liegen, teils gerieten sie in das unterste Diluvium und machten mit diesem alle Stauchungen und Verschiebungen in der jüngeren Diluvialzeit mit. Ein zwingender Grund, die subhercynen Verhältnisse des Unteroligocäns nach Pommern und Westpreußen zu übertragen, existiert meines Wissens nicht.

---

19. Über ein neues Reptil aus dem Buntsandstein der Eifel.

Von Herrn O. Jaekel.

Hierzu 1 Textfig.

Berlin, den 27. Juni 1904.

Bei Hillesheim in der Eifel, wo die letzten Reste typischen Buntsandsteins die Verbreitung der deutschen Trias-Facies nach Westen kennzeichnen, fand sich in Schichten, die vermutlich dem oberen Buntsandstein zuzurechnen sind, der Rumpf eines Reptils, das jene Fauna erfreulich bereichert. Es ist in den Besitz des Herrn Hauptlehrers Dohm in Gerolstein übergegangen, der es

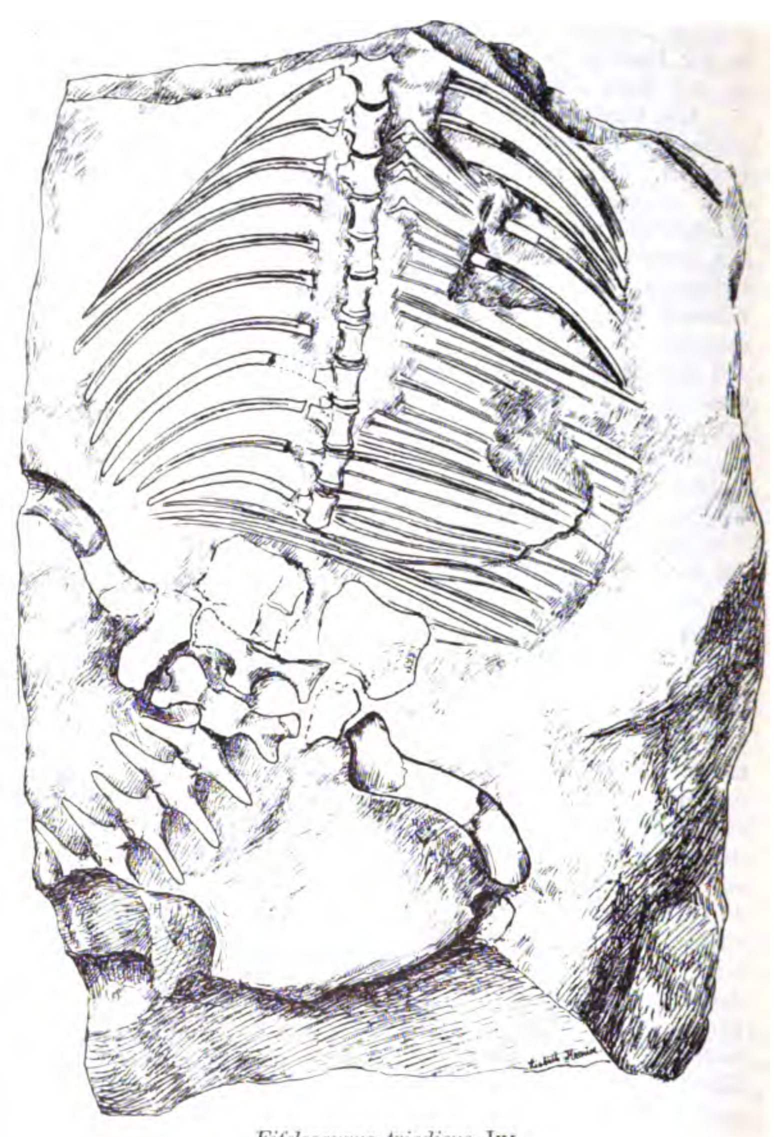
mir im letzten Herbst bei einem Besuch daselbst zeigte und freundlicherweise zur Untersuchung überließ. Leider mußte sich dieselbe zunächst auf oberflächliche Feststellungen beschränken, da der Besitzer in eine durchgreifende Präparation des Fossils vor der Hand nicht einwilligen wollte.

Ich habe es daher in beistehender Textfigur so abbilden lassen, wie es sich in der Spaltungsebene des Gesteins dem Auge darbietet, doch konnte ich mir im Interesse der Deutlichkeit nicht versagen, einige unbedenkliche Ergänzungen einzelner Knochenteile mit punktierten Linien in die Zeichnung einzutragen. Die Knochensubstanz ist weißlich, sehr mürbe und deshalb so zerborsten, daß sie nur hier und da noch die ursprüngliche Wölbung der Knochenteile erkennen läßt. Andererseits wäre es natürlich ein leichtes, diese mürben Knochenreste zu entfernen und dadurch ein klares Negativ der einen Seite des Skeletes zu erhalten. Das wäre namentlich zur Feststellung der genaueren Form der Wirbel und der Beckenelemente wichtig.

In seinem jetzigen Erhaltungszustand zeigt das Fossil die ventrale Seite des Rumpfes mit 14 Wirbeln, die dazu gehörigen Rippen, den Bauchpanzer, 2 Sacralwirbel und die 5 vordersten Schwanzwirbel, das Becken, das rechte Femur allein, das linke mit dem Eindruck eines ansitzenden Unterbeinknochens. Schließlich ist noch am vorderen Ende des Rumpfes der Eindrück eines Knochens zu sehen, der dem Schulterapparat oder dem Armskelet zuzusprechen ist. Kopf, Hals, Extremitäten und Schwanz fehlen also dem Stück und lassen alle Schlüsse über seine systematische Stellung nur mit Vorbehalt äußern.

Die Wirbel sind holospondyl, d. h. sie haben ein einfach gebautes Wirbelzentrum, dessen Seitenwände flach eingesenkt und dessen Endflächen mit einer deutlich gesonderten Epiphyse wenig ausgehöhlt zu sein scheinen. In der erhaltenen Rumpfregion liegen 14 Wirbel; da der vorderste der Schulterregion schon sehr nahe lag, wird man die Gesamtzahl der Rumpfwirbel auf 17--18 schätzen dürfen. An den von unten gesehenen Wirbeln sind z. T. die Querfortsätze sichtbar. Dieselben sind ziemlich lang. Es ist sehr zu wünschen, daß eine spätere Präparation des Fossils klar stellen wird, ob diese Processus transversi vom übrigen Wirbel und den oberen Bögen durch eine Naht gesondert waren. Ich bin geneigt anzunehmen, daß diese Stücke die obersten Elemente der primär vierteiligen Rippenbögen waren, und hoffe, auch hier eine Bestätigung dieser Ansicht zu finden.

Das Sacrum besteht aus zwei Wirbeln, wie dies ja für die weniger spezialisierten Reptilien die Regel und jedenfalls das primäre Verhalten aller ist. Der vordere dieser zwei Sacralwirbel



Eifelosaurus triadicus JKL.

ist der primäre, an dem auch das Ileum hauptsächlich befestigt ist, während der hintere Sacralwirbel durch Verbreiterung seiner Querfortsätze sekundär zum Tragen des Ileums herangezogen ist.

Die vorderen fünf Schwanzwirbel, die erhalten sind, zeigen einen normalen Körper, aber lange messerförmige Querfortsätze, wie sie bei den langschwänzigen Eidechsen und Sphenodonten typisch sind.

Die Rippen sind auf der linken Seite der Abbildung in fast normaler Lage vollzählig sichtbar, auf der anderen rechten Seite des Bildes größtenteils durch den Bauchpanzer bedekt. Nur die vorderen fünf treten hier unter dem Bauchpanzer teilweise heraus, aber so, daß sie das Bild der anderen Seite nicht wesentlich ergänzen. Sie sind einköpfig, oder wenigstens nur sehr schwach am Wirbelansatz verbreitert, hinter dem Rippenkopf etwas rückwärts ausgebogen, dann ziemlich gestreckt säbelförmig ohne irgendwelche besonderen Spezialisierungen. Der Brustkorb erscheint durch die relative Länge der Rippen sehr breit, aber man muß dabei berücksichtigen, daß Eidechsen ihren Rumpf durch steife Breitstellung der Rippen wie ein Segel ausspannen können, um sich flach auf den Boden zu legen oder den wärmenden Lichtstrahlen eine möglichst breite Fläche zu bieten.

Die Bauchrippen sind schmal zahnstocherförmig und so angebracht, daß etwa 2—3 auf die Querzone je einer Rippe entfallen. Die hintersten Bauchrippen laufen ziemlich geradlinig über die ganze Bauchfläche, während in der vorderen Rumpfregion „mediane Spitzstücke", wie ich sie kurz nennen will, zwischen den seitlichen Stabstücken nach vorn gebogen sind. Diese medianen Stücke, die in ihrer Form an die der Nothosaurier und Sphenodonten erinnern, sind rechts neben dem zweiten bis vierten der erhaltenen Wirbel deutlich sichtbar.

Vom Becken sind Teile aller Elemente rechts oder links sichtbar, sodaß sich bei sorgfältiger Präparation wohl ein ziemlich vollständiges Bild desselben wird ermitteln lassen. Zunächst läßt sich links am Kopfe des Femur das Ileum erkennen, allerdings nicht in seiner genaueren Form. Ob der in ähnlicher Lage rechts erhaltene Knochenrest ebenfalls dem Ileum, oder, wie ich eher vermute, dem proximalen Teil des Ischium angehört, wird erst durch die Präparation zu ermitteln sein. Leidlich übersehbar sind schon jetzt die beiden Ossa pubis, nur der Hinterrand derselben ist noch nicht klar, so daß auch die Existenz oder der Mangel eines Foramen obturatum noch nicht festzustellen war.

Von den Extremitäten sind nur die beiden Femora vollständig erhalten und zeigen eine starke Krümmung und kräftige

Ausbildung eines knieförmig angesetzten proximalen Gelenkkopfes. Diese Form spricht für eine starke Inanspruchnahme der Hinterfüße, wie sie für kriechende Landtiere charakteristisch ist. An dem im Bilde rechts gelegenen Hinterfuß ist noch der Eindruck eines kräftigen Unterschenkelknochens sichtbar, der etwa die Länge des Femur hat und vermutlich als Fibula zu deuten sein wird. Rechts am Vorderrande der Gesteinsplatte ist noch der Hinterrand eines Knochens eingedrückt, dessen Deutung unsicher bleiben wird, da man nicht sagen kann, ob der Schulterapparat in normaler Lage geblieben war. Im letzteren Fall dürfte der fragliche Eindruck wohl von dem Hinterrande eines Armknochens stammen.

Durch ihren echten Eidechsen-Habitus unterscheidet sich diese Form von den bisher bekannten Reptilien der Trias und dürfte, da Vertreter der Eidechsen bisher erst aus wesentlich jüngeren Schichten bekannt waren, einen neuen Typus vorstellen. Ich möchte ihn daher mit einem neuen Namen ***Eifelosaurus triadicus*** provisorisch benennen und hoffe, wie gesagt, daß eine sorgfältige Präparation des Fossils eine genauere Definition dieser Tierform ermöglichen wird. Nachdem ich vor einiger Zeit über den Fund eines neuen Sphenodonten, *Polysphenodon Mülleri* aus dem Keuper von Hannover, berichtet habe, vervollständigt sich die Reptilien-Fauna der Trias um zwei Typen, die wir ihrer primitiven Organisation nach für ziemlich alt halten mußten, aber aus älteren als oberjurassischen Schichten bisher nicht kannten. Die Erhaltung der Bauchrippen bei unserem triadischen Eidechsentypus deutet darauf hin, daß dieser Besitz allen älteren Eidechsen zukam, und macht es wahrscheinlich, daß diese auch in anderen Punkten den älteren Sphenodonten noch näherstanden. Daß das Skelet dieses typischen Landtieres keine Spuren eines postletalen Transportes zeigt, spricht auch für den terrigenen Charakter des Buntsandsteins, dem es eingebettet ist.

20. Über *Cassianella Ecki* nov. sp.

Von Herrn Joh. Böhm.

Hierzu Textfig. 1, a—d.

Berlin, den 1. Juli 1904.

Das Vorkommen der Gattung Cassianella im oberschlesischen Muschelkalk ist schon seit geraumer Zeit bekannt; 1850 erwähnt Beyrich[1]) als ihre dortige Vertreterin *Avicula tenuistria* Mstr. Ein in dem hiesigen Geologischen Landesmuseum aufbewahrtes Exemplar von Groß Hartmannsdorf zeigt nun, daß ihre Verbreitung auch nach Niederschlesien hineinreichte. Da es mit der Schale erhalten ist, so ist ihre Artbestimmung an der Hand von Bittners Monographie der St. Cassianer Bivalven leichter durchzuführen als an den oberschlesischen Vorkommnissen, die als Steinkerne vorliegen. Die Prüfung ergab nun, daß hier eine neue Form vorliegt, für die ich mir den Namen *Cassianella Ecki* vorzuschlagen erlaube.

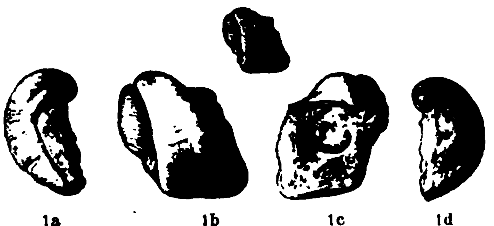


Fig. 1, a—d, *Cassianella Ecki* nov. sp. Gr. Hartmannsdorf. Die oberste Figur in Originalgröße.

Die linke Klappe ist von rhombischem Umriß, gewölbt, mit stark übergebogenem, prosogyrem und weit nach vorn gerücktem Wirbel. Die breit abgeflachte Rückenseite erscheint ganz wenig eingebogen; sie steigt sanft von vorn nach hinten an und fällt mit gerundeten Kanten steil nach beiden Seiten ab. Die Vorderseite ist sehr niedrig. Der vordere Flügel ist hoch, jedoch sehr schmal, gekrümmt und durch eine tiefe Furche von dem Hauptkörper abgesetzt. Der hintere Flügel wie der Unterrand sind

[1]) Diese Zeitschr. 2. S. 256.

nicht erhalten. Die Oberfläche ist konzentrisch gestreift, zeigt Wachstumsunterbrechungen und war anscheinend, in ähnlicher Weise wie *C. tenuistria* Mstr., mit feinen radialen Linien verziert, wenigstens sind solche an einzelnen Stellen unter der Lupe erkennbar.

Durch den breit abgeflachten Rücken steht *C. Ecki* der *C. dorsata* Mstr. sp. nahe, unterscheidet sich jedoch von ihr durch die nur sehr geringe Einsenkung desselben wie den schmalen hohen vorderen Flügel. Auch von *C. tenuistria* Mstr. sp. weicht die niederschlesische Form durch den abgeplatteten Rücken, der nicht, wie bei jener Species, durch eine Kante begrenzt wird, sowie durch den vorderen Flügel ab.

Die in der eingangs erwähnten Sammlung befindlichen Steinkerne von Schimischow, Mikultschütz und Laband, von denen die beiden größten eine Höhe von 11, eine Länge von 9 mm haben, weisen dieselbe Wölbung wie *C. Ecki* auf, haben einen ebenso breit abgeflachten Rücken, ganz niedrige Vorderseite und einen gekrümmten, schmalen vorderen Flügel. Ich vereinige sie mit *C. Ecki*. Sie ergänzen obige Darstellung insofern, als an ihnen noch der hintere Flügel erhalten ist, welcher in derselben Weise wie bei *C. gryphaeata* Mstr. sp.[1]) gebildet erscheint.

In die Synoymie von *C. Ecki* mihi fallen somit *Avicula tenuistria* Mstr. bei Beyrich[2]), *Cassianella tenuistria* Mstr. bei Beyrich[3]), *C. tenuistria* Mstr. sp. bei Eck[4]) und *C. aff. tenuistria* Mstr. bei Frech[5]).

---

21. Über *Nathorstites* und *Dawsonites* aus der arktischen Trias.

Von Herrn Joh. Böhm.

Berlin, den 5. Juli 1904.

In einer vorläufigen Mitteilung über Fossilien aus der oberen Trias der Bären-Insel habe ich[6]) auch die neue Cephalopoden-

---

[1]) Bittner: Lamellibranchiaten der alpinen Trias. Abhandl. k. k. geol. R.-A. **18**. 1895, t. 8, f. 2.

[2]) Diese Zeitschr. **2**. S. 256.

[3]) Ebenda **14**. 1892. S. 9.

[4]) Über die Formationen des bunten Sandsteins und des Muschelkalks in Oberschlesien. 1865 S. 98.

[5]) Lethaea geognostica **2**. Das Mesozoicum 1903 S. 54.

[6]) Diese Zeitschr. **51**. 1899 S. 325.

gattung *Arctoceras* erwähnt. Da einige Zeit darauf HYATT denselben Namen für die wohlbekannte Gruppe des *Ceratites polaris* v. MOJS. in Anwendung gebracht hat, so erlaube ich mir, an Stelle meines Namens nunmehr *Nathorstites* in Vorschlag zu bringen. Dieser Gattung gehören aus der Trias von Britisch Columbien zwei Arten an, und zwar hat sie WHITEAVES[1]) als *Popanoceras Mc Connelli* und *P. Mc Connelli* var. *lenticularis* beschrieben; sie kommen nun auch in der von J. G. ANDERSSON[2]) als Myophoriensandstein bezeichneten Abteilung am Mt. Misery auf der Bären-Insel vor.

Noch eine weitere, von WHITEAVES gleichfalls vom Liard river als *Trachyceras canadense*[3]) dargestellte Species hat sich sowohl in dem erwähnten Myophoriensandstein als auch in den ihn unterlagernden Schichten wiedergefunden. Obwohl sie dieselbe Art der Einrollung, Berippung und Spaltung des Externknotens wie die typischen Vertreter der Gattung *Trachyceras* aufweist, so weicht sie doch durch die gerundeten, ungezähnten Sättel von jenen ab, sodaß ich *Tr. canadense* WHITEAVES als Vertreter einer besonderen Formenreihe ansehe und für sie die Bezeichnung *Dawsonites* vorschlage.

Die Fauna, welche die drei Arten am Mt. Misery begleitet, weist auf deren karnisches Alter hin, welchem somit auch diejenige am Liard river angehört.

---

22. Fragliche Reste und Fussfährten des tertiären Menschen.

Von Herrn W. BRANCO.

Mit 6 Textfig.

Berlin, den 20. Juli 1904.

Inhalt:

---

[1]) Contributions to Canadian Palaeontology I. Geological Survey of Canada. 1885—1898. S. 188 t. 18 f. 2, a, b u. f. 8, a, b.

[2]) Über die Stratigraphie u. Tektonik der Bären-Insel. Bull. geol. Inst. Upsala. 4. 1899. Upsala 1900. S. 265.

[3]) a. a. O. Contributions to Canadian Palaeontology I. S. 142, t. 18 f. 4, a.

Zur Zeit, da CUVIER dominierte, galt der Satz, daß Menschenreste nur in alluvialen Schichten vorkämen. Dann zog mit BOUCHER DE PERTHES die Zeit heran, in welcher man dem Menschen auch ein diluviales Alter zugestehen mußte. Eine zeitlang begnügte man sich damit; bald aber ging man weiter und begann bald hier, bald da an den Schranken zu rütteln, die den Weg abschlossen, der zu dem tertiären Menschen führt.

Galt so der Mensch zuerst als Leitfossil nur für das Alluvium, so ward später aus ihm auch ein solches für das Diluvium, wenigstens für dessen mittlere und jüngste Abteilung. Anscheinend wird er bald auch noch als für das Tertiär leitend anerkannt werden. Mit dieser Langlebigkeit würde er aber schließlich die hervorragendste Eigenschaft eines Leitfossils, Kurzlebigkeit, Beschränktheit auf nur einen einzigen kurzen Zeitabschnitt, verlieren — falls dann, wozu freilich wenig Aussicht ist, der Nachweis nicht gelingen sollte, daß dieser „tertiäre Mensch“ mindestens einer anderen Species, der ältere Tertiärmensch vielleicht sogar einer anderen Gattung, als *Homo sapiens*, zugehöre.

An sich ist es nicht unwahrscheinlich, daß die Gattung *Homo* schon in der jüngsten Tertiärzeit, der pliocänen, bestanden haben dürfte, wenngleich die damalige Species desselben wohl vom heutigen *H. sapiens* abgewichen haben mag. MAX SCHLOSSER betont mit Recht, daß die meisten wichtigeren der heute lebenden Säugetiergattungen bereits in oberpliocäner Zeit bestanden, sodaß nicht einzusehen sei, warum die Gattung *Homo* notwendig davon ausgeschlossen gewesen sein sollte.

Die Beweise, welche man für das Dasein des Menschen zu bereits tertiärer Zeit geltend zu machen suchte, zerfallen in zwei Kategorien von ganz verschiedener Bedeutung: Durch Nachweis von Spuren menschlicher Tätigkeit suchte man einen indirekten Beweis zu führen; durch Nachweis von Knochenresten des Menschen einen direkten: Der erstere ist, meines Erachtens, in bedingter Weise geglückt; der letztere noch nicht.

Fragliche Spuren menschlicher Tätigkeit.

Ich sagte, der Beweis für das ehemalige Dasein des Tertiärmenschen sei „in bedingter Weise“ nach meinem Dafürhalten erbracht. Diese Spuren bestehen nämlich aus Steinwerkzeugen, Einschnitten in Knochen, zerschlagenen Knochen und Kohlenstücken. Daß solche Dinge in zweifellos tertiären Schichten liegen, wird niemand ernstlich bestreiten können; und daß sie nicht in allen fraglichen Fällen stets nur zufällige, nur durch Naturkräfte bez. Tiere hervorgerufene Bildungen sind, dürfte wohl mehr und mehr anerkannt werden. Aber — und darauf bezieht sich mein

„bedingter Weise" — nie wird sich auf solche Weise feststellen lassen, daß es sich wirklich um Spuren der Gattung *Homo* handelt. Stets wird man, mindestens bei den ältesten, primitivsten der fraglichen Steinwerkzeuge, nur ganz allgemein auf ein Wesen von noch außerordentlich beschränkter Denkfähigkeit schließen können.

Aber gerade nur durch eine solche Auffassung, nur durch eine so geringwertige Meinung von der Denkfähigkeit des fraglichen Wesens wird das Verständnis dieser tertiären Steinwerkzeuge uns nahe gebracht, ja z. T. erst ermöglicht. A. Rutot in Belgien ist es gewesen, dem wir das namentlich verdanken.

Bisher hatte man die Geschichte des prähistorischen Menschen, das ist wesentlich die Geschichte seiner Werkzeuge, nicht mit der ersten, sondern gleich mit der dritten Stufe seiner Entwicklungsleiter begonnen; einer Stufe, auf welcher der paläolithische, diluviale Mensch sich seine Steinwerkzeuge, wenn auch in rohester Weise, so doch bereits durch Zuschlagen und Brechen aus dem Stein heraus formte. Das ist die Stufe der pierres taillées.

Mit zwingender Logik ergibt sich jedoch, daß noch tiefere Stufen vorangegangen sein müssen; denn auch hier muß ja eine Entwicklung, die vom Niedersten ausging, stattgefunden haben. Dieses Niederste aber kann nur gefunden werden in dem, was A. Rutot jenen pierres taillées als pierres utilisées gegenüber stellt.

Wie die Affen das, was ihnen zunächst liegt, Früchte, Kokosnüsse, Äste, ergreifen, um es gegen Menschen, von denen sie sich bedroht fühlen, zu schleudern, oder sonstwie zu gebrauchen, so muß auch jenes älteste denkende Wesen zunächst das ergriffen haben, was die Erde ihm darbot: Steine; und zwar in der Form, welche sie von Natur besaßen. Der Gedanke, aus diesen Steinen eine bestimmte Form herausspalten zu können, muß diesem Wesen noch völlig fern gelegen haben. Nur unter solchem Gesichtspunkte können wir die fraglichen ältesten Steinwerkzeuge als Werkzeuge verstehen.

Steine, die sich an einem Ende bequem anfassen ließen, wurden ergriffen und mit dem anderen Ende zum Schlagen benutzt. So erklärt es sich, warum diese Steinstücke nur an einem Ende abgesplitterte Stellen aufweisen, im übrigen aber unverletzt sind. Ein so beschaffener Stein muß natürlich einem solchen gleichen, der zufällig, durch Naturkraft an einer Seite angestoßen, daher abgesplittert wurde. Aber das zahlreiche Vorkommen solcher Steine auf einer Stelle und der Umstand, daß derartige, verletzte Steine so geformt sind, daß sie am anderen Ende einen natürlichen Handgriff besitzen, können dafür sprechen,

daß hier Werkzeuge vorliegen.

Außer diesen zum Schlagen benutzten Steinen hat jenes Wesen aber auch noch solche von der Natur erzeugte Gesteinssplitter aufgelesen und benützt, welche eine Spitze oder eine Schneide besaßen, um mit ihnen zu kratzen oder zu schaben. Waren die Spitze oder Schneide abgenutzt, so wurden die Steine weggeworfen und liegen nun mitten unter jenen Schlagsteinen.

Eigentliche Waffen also besaß dieses älteste denkende Wesen noch nicht; höchstens, daß es die Steine vielleicht auch einmal schleuderte.

Ganz allmählich dann wird es die zweite Stufe erstiegen haben, auf der es sein bisheriges, rein rezeptives Verhalten aufgab, um zu einem produktiven überzugehen, auf der es, wie A. Rutot sich ausdrückt, die rein passive Intelligenz mit einer aktiven vertauschte; auf der es also die als Werkzeuge benutzten Steine zu adaptieren, anzupassen begann, indem es die von der Natur dem Steine gegebene Form durch einige Schläge zu verbessern suchte. Vielleicht würde man diese Stufe als diejenige der pierres adaptées zwischen diejenigen der utilisées und taillées einschieben können: „Benutzte, angepaßte, geschlagene Steine."

Dieser zweite Schritt auf der Stufenleiter aber war der folgenschwerste; denn indem die von der Natur gelieferten Gesteinsstücke in ihrer Form zunächst nur ein wenig verbessert wurden, mußte wiederum ganz allmählich der Gedanke sich entwickeln, völlig unabhängig von der durch die Natur gegebenen Gesteinsform, selbständig vorzugehen; also nach einem der Fantasie vorschwebenden Bilde aus dem Steine durch Schlagen oder Brechen Werkzeuge herauszuarbeiten, den rohen Stein schöpferisch umzugestalten, ihn nicht mehr als gegebene Form, nur noch als Material zu benützen. Nun erst vermag dieses Wesen sich Waffen zu erzeugen.

Das ist also erst die späterworbene dritte Stufe, die der geschlagenen Steine; künstlich aber wird sie zur bereits ersten gemacht, wird mit ihr die Geschichte des prähistorischen Menschen und seiner Werkzeuge begonnen von denen, welche sich ablehnend verhalten gegenüber den beiden älteren Stufen eines denkenden Wesens tertiärer Zeit.

Sicher ist die größeste Vorsicht nötig in der Deutung von Steinen, welche der ersten und zweiten dieser Stufen angehören sollen; denn ganz abgesehen davon, daß die Natur ähnliches zu erzeugen vermag, so können auch Affen, es brauchen garnicht einmal Anthropomorphe zu sein, ähnliches erzeugen. Herr Kollege F. E. Schulze teilte mir mit, daß vor seinen Augen ein ihm gehöriger kleiner Affe, als er die ihm gegebenen Nüsse

mit Hilfe seiner Zähne nicht zu öffnen vermochte, einen Stein ergriff und sie mit diesem aufschlug. Das aber wäre ganz die erste Stufe jenes „tertiären Menschen“.

Ich brauche daher kaum zu betonen, daß es mir sehr fern liegt, für **alle** diese Fälle, in denen man Spuren menschlicher Tätigkeit in tertiären Schichten erblicken zu können gemeint hat, eintreten zu wollen.

Sehr wesentlich scheint es mir auch zu sein, daß man sich bei Prüfung derartiger Gesteinsfunde nicht etwa von der vorgefaßten Meinung unwillkürlich beeinflussen lasse, es müßten **notwendig** in **Europa** menschliche Werkzeuge tertiären Alters darum sich finden, weil die Logik die Annahme eines tertiären Menschen notwendig macht; denn dann vergrößert sich die Gefahr einer Täuschung außerordentlich.

So sehr ich von der Existenz eines tertiären denkenden Wesens überzeugt bin, liegt der Möglichkeit doch nichts im Wege, daß dasselbe in tertiärer Zeit entweder ganz auf andere Erdteile beschränkt gewesen sein könnte, sodaß man dann Reste desselben in Europa ganz vergeblich suchen würde; oder daß es zu tertiärer Zeit in Europa nur erst über ein ganz kleines Gebiet verbreitet gewesen sein könnte, sodaß man nur in diesem Teile Werkzeuge von ihm würde finden können.

So sehr daher die Logik das Auffinden tertiärer menschlicher Werkzeuge fordert, so wenig ist es doch an sich eine logische Notwendigkeit, daß dieselben nun gerade auch in Europa gefunden werden müssen. Ich glaube freilich, daß sie auch hier bereits gefunden sind.

Fragliche tertiäre Skeletreste des Menschen.

Gegenüber diesen notwendig anzunehmenden und zu erwartenden, aber meines Erachtens auch sicher vorhandenen Spuren der Tätigkeit stehen die fraglichen Skeletreste dieses tertiären Wesens. Solche sind bisher noch nicht gefunden; denn die vermeintlichen Erfunde lassen sich mit Wahrscheinlichkeit bis Sicherheit als irrtümlich erweisen.

Mit völliger Sicherheit gilt das bezüglich der Deutung als tertiärer Menschenzahn, welche Klaatsch einem der von mir als Anthropomorphenzähne *(Dryopithecus)*[1]) beschriebenen

[1]) Klaatsch, Die fossilen Knochenreste des Menschen. Wiesbaden, 1900, S. 475. — W. Branco, Die menschenähnlichen Zähne aus dem Bohnerz der schwäbischen Alb. Jahresh. d. Vereins f. vaterländ. Naturk. Württemberg 1898.

Reste aus dem Bohnerz der Schwäbischen Alb gegeben wissen will, indem er schreibt, er vermute, daß ich mir hier den Nachweis des tertiären Menschen habe entgehen lassen.

Ich habe mich indessen in dieser Beziehung — ich muß hier wirklich sagen, leider — nicht geirrt; denn ich wollte den Irrtum gerne auf mich nehmen, wenn wir dadurch den handgreiflichen Beweis des tertiären Menschen erhalten könnten. Ganz dieselben Zähne nämlich, wie ich sie einzeln aus dem allerdings tertiären Bohnerz abbildete, hat man in Südfrankreich in Unterkiefern sitzend gefunden. Die Zähne sind in der Tat überaus menschen-ähnlich; und darin liegt eben ihr hohes Interesse. Aber die Gestalt des Unterkiefers schließt jeden Gedanken an die Gattung *Homo*, bez. an eine ihr ganz nahestehende, etwaige ältere Menschengattung aus. Auch M. Schlosser, dem eine so überaus reiche Erfahrung auf dem Gebiete fossiler Säugerzähne zu Gebote steht, hat sich mit völliger Entschiedenheit gegen die Menschennatur des fraglichen Zahnes ausgesprochen, sodaß Klaatschs Vermutung nicht aufrecht erhalten werden kann. Es wäre zudem von vornherein nicht wahrscheinlich, daß unter diesen elf losen Anthropomorphen-Zähnen aus dem Bohnerz sich ein Menschenzahn befinden sollte. Die anderen Unterkieferzähne sind mit diesem einen so eng verbunden, daß dann auch die anderen als Menschenzähne aufgefaßt werden müßten; dem aber widerspricht das erwähnte Vorkommen ganz ebenso gestalteter Zähne in fossilen Affen-Unterkiefern.

Ebenfalls nur eine Täuschung dürfte uns der berühmte, nach Whitney pliocäne Calaveras-Menschenschädel bereitet haben, den man 1866 in Kalifornien im goldführenden Sande der County of Calaveras, am Westabhange der Sierra Nevada gefunden haben wollte. Der Schädel zeichnet sich ähnlich durch stark vorspringende Augenbrauenbögen aus, wie sie bekanntlich dem fossilen Neandertal-Typus in so hohem Maaße eigen, jedoch auch heute noch nicht selten sind.

Es findet dort eine etwa 150 Fuß mächtige Wechsellagerung von Lavaströmen mit Kiesschichten statt, welche letztere z. T. das Gold führen. Ein in diesem Schichtensysteme abgeteufter Schacht sollte den Schädel, wie die Arbeiter sagten, in einer Tiefe von ungefähr 120 Fuß aufgedeckt haben.

Was zunächst den Nachweis des tertiären Alters dieser Schichten betrifft, so waren die aus dem Schachte geförderten

[1]) M. Schlosser, Die menschenähnlichen Zähne aus dem Bohnerz der schwäbischen Alb. Zoologischer Anzeiger 24. N. 648, 13. Mai 1901, S. 220.



Säugetierreste ganz ungenügend zur Entscheidung dieser Frage. An mehreren anderen Punkten fand man jedoch in anscheinend gleichaltrigen Schichten nicht nur Steinwerkzeuge und Menschenkonchen, sondern auch Reste des *Mastodon americanus.*

Wenn nun auch letztere Gattung in Europa nur dem Tertiär angehört, so hat sie doch in Nord-Amerika bekanntlich als *M. americanus* noch in diluvialer Zeit gelebt; und wenn auch die vulkanische Tätigkeit in der Sierra Nevada bereits zu tertiärer Zeit begonnen haben mag, so hat sie doch auch noch während der diluvialen Epoche, ja bis in noch jüngere Zeiten hinein fortgedauert.

Das Alter der fraglichen Schichten ist mithin durch die ihnen eingeschalteten Lavaströme nicht, und noch weniger durch die in ihnen gefundenen Steinwaffen und Menschenknochen, irgendwie sicher als ein tertiäres gekennzeichnet; es ist aber durch den in ihnen gefundenen *Mastodon americanus* sogar entschieden als ein quartäres erwiesen. Der Calaveras-Schädel könnte daher, wenn er wirklich aus diesen Schichten stammte, nur ein diluviales, nicht aber ein tertiäres Alter haben.

Aber es scheint, daß ihm auch nicht einmal ein diluviales Alter zukomme. Zunächst ist überhaupt das Niveau, in welchem dieser Calaveras-Schädel in dem Schachte von den Arbeitern gefunden worden sein sollte, nicht von wissenschaftlicher Seite sofort festgestellt worden; jene Angabe der Arbeiter ist und bleibt daher unkontrolierbar.

Das tertiäre Alter des Calaveras-Schädels ist auch noch in anderer Beziehung verdächtigt worden; darum nämlich, weil durch chemische Analyse Spuren von organischer Substanz in dem Knochen nachgewiesen worden sind. Das wäre indessen keineswegs ein sicherer Beweis gegen ein tertiäres Alter; denn auch tertiäre Knochen enthalten noch organische Substanz. Führen ja doch auch vielfach sehr viel ältere Gesteine, denen man das z. T. gar nicht ansieht, wie z. B. manche hellfarbige Malmkalke, noch organische Substanz.

Auf meine Bitte wurden im ersten chemischen Laboratorium in Berlin diluviale und tertiäre Tierknochen auf ihren Gehalt an organischer Substanz untersucht. Es zeigte sich dabei, daß zwar die diluvialen reicher an derselben sind, als die tertiären, daß jedoch auch diese letzteren durchaus mehr als nur „Spuren“ davon enthielten. Aus den Spuren organischer Substanz, die man im Calaveras-Schädel fand, darf man daher einen Schluß auf ein sehr jugendliches Alter desselben nicht ziehen.

Ganz neuerdings ist nun aber durch eine Arbeit von Wil-

LIAM H. HOLMES[1]) neues Licht auf das Alter dieses Schädels geworfen worden.

Calaveras heißt auf Spanisch Schädel; diesen Namen hat man einst der ganzen Gegend, in der man diesen Schädel fand, gegeben, weil dort rezente Schädel und andere Skeletteile in großer Anzahl vorkommen. Es besteht nämlich bei den Indianern der hohen Sierra seit Generationen die Sitte, ihre Toten in Höhlen oder Schluchten zu legen. Durch hineingespülte Erde wurden sie in diesen allmählich bedeckt und umhüllt und liegen nun zu vielen übereinander in den Spalten.

Diese Sitte erinnert durchaus an die in neolithischer, also alluvialer, aber wohl auch schon in jung paläolithischer Zeit in Europa geübte Sitte, die Toten in Höhlen zu bringen. Infolgedessen erwecken jetzt ihre Knochen, da sie mit denen der älteren diluvialen Tiere im Höhlenlehm vermischt zu sein scheinen, den trügerischen Anschein, als seien diese alluvialen Menschenskelete gleichaltrig mit den diluvialen Tieren.

Durch eingehende Untersuchung aller einschlägigen Verhältnisse an Ort und Stelle gelangte nun HOLMES, wie er meint zu dem völlig gesicherten Ergebnisse, daß der Calaveras-Schädel garnicht aus den Tiefen des Schachtes der Mattison Grube stamme. Er sei vielmehr einer jener zahlreichen rezenten Indianerschädel der Calaveras-Gegend, den die Arbeiter in betrügerischer Absicht WHITNEY mit der Angabe überbracht hätten, er sei im Schachte gefunden.

Es sind übrigens Menschenknochen auch noch an mehrfachen anderen Orten Californiens in diesen von Lavaströmen überdeckten, goldführenden Flußschottern und zwar im Verein mit Steinwerkzeugen gefunden worden; und für alle diese ergibt sich bisher immer noch ein ziemlich rätselhafter Widerspruch.[2])

Die Steinwerkzeuge sind nämlich entschieden neolithisch, wie aus ihrer Form sicher hervorgeht. Folglich muß man wohl den mit ihnen vorkommenden menschlichen Knochenresten ebenfalls ein neolithisches, somit alluviales Alter zuschreiben.

Nun finden sich aber, und darin liegt das Rätselhafte, in denselben Schichten auch tertiäre Pflanzen und pliocäne Wirbeltiere. Wollte man daraufhin jene menschlichen Knochen und menschlichen Werkzeuge ebenfalls für pliocän erklären, so ergäbe sich Unmögliches; denn die kunstreiche Gestalt der Werkzeuge

---

[1]) Auriferous gravel. Man in California. Annual report of the board of regents, Smithsonian Institution for 1899. Washington 1901. S. 419—472.

[2]) G. F. BECKER. Antiquities from under Tuolumne table Mountain in California. Bull. geolog. soc. America 2, 1891. S. 189.

widerspricht dem auf das Äußerste. Wenn auch zweifellos die verschiedenen Entwicklungsstufen menschlicher Industrie sich nicht überall auf Erden gleichzeitig, vielmehr an verschiedenen Orten, wenigstens vielfach, zu recht verschiedenen Zeiten, also nacheinander sich herausgebildet haben — wie denn gewisse Völker ja noch heut sich im Steinzeitalter befinden, wie denn umgekehrt, z. B. in Frankreich, bereits zu paläolithischer Zeit ein hoher Grad von Kunstfertigkeit vorhanden war, den an anderen Orten die Menschen erst viel später erwarben — so weit wird man doch unmöglich gehen können, der kalifornischen Urbevölkerung pliocäner Zeiten bereits eine hochgradige neolithische Kunstfertigkeit zuschreiben zu wollen.

Es bleibt daher für jene Erscheinung nur die Alternative übrig, daß entweder die Steinwerkzeuge und Menschenknochen zu neolithischer Zeit in pliocänen Schichten begraben worden sind; oder daß, wie Becker[1]) will, in Kalifornien pliocäne Tiere und Pflanzen noch bis in die neolithische Zeit hinein gelebt haben.

Auf ähnlicher, wenn auch völlig unbeabsichtigter Täuschung beruhen andere Funde ganzer Skelete aus tertiären Schichten.

So ist das Menschenskelet aus dem marinen Pliocän bei Savona in Ligurien, bei welchem alle Knochen bei einander lagen, mit höchster Wahrscheinlichkeit nur der Inhalt eines Grabes, welches man viel später in diese marinen Schichten gegraben hat. Leider sind nur einige Knochen dieses Skeletes aufbewahrt worden.

Ein gleiches Urteil gilt ganz sicher bezüglich eines anderen Skeletfundes, welcher in miocänen Schichten Frankreichs bei Lamassas, Lot-et-Garonne, gemacht wurde; denn hier fand man sogar ein Stück Eisen bei dem Skelete. Nicht minder bilden die vier Menschenskelete, die nahe Brescia bei Castelnedolo in marinem Miocän gefunden wurden, den Inhalt von Gräbern.

Es leuchtet ein, daß, seit die Gewohnheit des Menschen entstand, seine Toten in Gräber zu versenken, eine unerschöpfliche Quelle von Irrtümern fließen mußte. Nichts steht seit diesem Augenblicke dem im Wege, daß man auf solche Weise auch vermeintliche Reste des Kreide-, des Keuper-, des Silur-Menschen finden müßte, sobald nur die Schichten, in welche sein Grab gegraben wurde, tonig-weich genug waren, sodaß nach einiger Zeit die durch das Graben des Grabes bewirkte Störung ihres Zusammenhanges sich wieder verwischen konnte.

Auch in Süd-Amerika wurden in dem Pampeano durch

---

[1]) Vergl. darüber die Bemerkungen über „gleichaltrig" und gleichwertig" auf S. 108.

Ameghino zahlreiche zweifellose Spuren menschlicher Tätigkeit, Steinwaffen, aufgeschlagene Röhrenknochen, aber auch Menschenzähne, selbst Skelete des Menschen gefunden und als tertiären Alters erklärt. Selbst eine menschliche Wohnstätte originellster Art ward von Ameghino entdeckt: der gewölbte Rückenpanzer eines gewaltigen fossilen Gürteltieres, eines *Glyptodon*, hatte einst als Dach des in die Erde eingegrabenen menschlichen Wohnraumes gedient.

Ameghino stellte nun dieses Pampeano in das Pliocän[1]), wie das vor ihm schon Bravard getan hatte. Auch Gaudry und Cope taten das; und Koken[2]) stimmte dem neuerdings wieder darin bei, weil, wie schon Cope betonte, die in dem Pampeano begrabene fossile Fauna einen so hohen Prozentsatz erloschener Arten und Gattungen birgt, „daß man sie sicher für tertiär halten muß."

Burmeister und d'Orbigny dagegen hatten ihrerzeit das Pampeano für diluvial erklärt, und diese Ansicht fand vielleicht allgemeineren Anklang. Ich bin in einer vergleichenden Untersuchung über die fossilen Säugetierfaunen Europas und Amerikas[3]) ebenfalls zu dem Ergebnisse gelangt, daß die untere Pampas-Fauna, also auch der Mensch derselben, quartären Alters ist. In neuerer Zeit ist auch G. Steinmann[4]) mit Entschiedenheit für ein diluviales Alter eingetreten.

So stehen sich also, wie früher, so auch in neuerer Zeit zwei ganz verschiedene Deutungen des Alters des Pampeano und damit der unzweifelhaften Reste seines Menschen gegenüber. Wir müssen daher hier dieser Frage näher treten.

Die Fauna gliedert sich nach Ameghino[5]) dort in der folgenden Weise.

1) Historische Epoche: Haustiere.
2) Neolithische Epoche: Die gegenwärtige eingeborene Fauna.
3) Meso- und paläolithische Epoche (Quartär Ameghinos): Menschliche Reste, *Lagostomus diluvianus*, *Palaeolama mesolitica*, *Auchenia diluviana*, *Cervus diluvianus*.

---

[1]) L'antiquité de l'homme à La Plate. 2 volumes. Paris 1881. Revue d'Anthropologie (2) **2**. 1879. S. 210—249.

[2]) Jahreshefte des Vereins f. vaterländische Naturkunde in Württemberg **54**. 1898. S. 85.

[3]) W. Branco. Eine fossile Säugetierfauna von Punin bei Riobamba in Ecuador. Paläontolog. Abhandl. v. Dames und Kayser. **1**. 1883. S. 160.

[4]) American Naturalist 1891. S. 855. — N. Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. **10**. 1896. S. 533.

[5]) Bull. soc. géol. France. 1881. (3) **9**, S. 370.

4) Pampeano (Pliocän AMEGHINOS):
  a) Oberes Pampeano (Ob. Pl.): Menschliche Reste, *Lagostomus fossilis*, *Canis Azarae fossilis*, *Canis cultridens*, *Cervus pampeanus*, *Toxodon platensis*, *Mastodon*.
  b) Mittleres Pampeano (M. Pl.): Menschliche Reste, *Lagostomus angustidens*, *Machairodus*, *Arctotherium*, *Canis vulpinus*, *Doedicurus*, *Macrauchenia*.
  c) Unteres Pampeano: (U. Pl.): *Ctenomys latidens*, *Typotherium cristatum*, *Hoplophorus cristatus*, *Protopithecus bonariensis*.

Das höhere Pampeano wird bekanntlich durch eine ungeschichtete Ablagerung eines überaus feinerdigen, weichen Gesteines gebildet, welches petrographisch dem Löß entspricht und sich auch in seiner Lagerung demselben gleich verhält. Wie dieser hat es, einer mächtigen Schneedecke gleich, alle Unebenheiten seines Untergrundes eingeebnet und zieht sich vom Meeresniveau an hinauf bis zu mehreren 1000 m Höhe im Gebirge, ganz wie das in China der Fall ist. Offenbar ist seine Entstehung auch dieselbe aeolische wie dort.

Nach STEINMANN ist daher das Pampeano gleichaltrig mit dem Löß in Europa. Erst in den tieferen Schichten finden sich die zahlreichen fossilen Reste jetzt ausgestorbener Gattungen und Arten, welche paläontologisch ein so großes Interesse gewähren. Es läßt sich aber von diesen noch eine untere Abteilung abtrennen, welche, wie KOKEN will, erst das eigentliche „Pampeano" repräsentiert; und diese unterste Abteilung ist durch einen so hohen Prozentsatz ausgestorbener Arten gekennzeichnet, daß KOKEN wie COPE daraufhin sie für pliocän erklären.

Nun ist aber in den allertiefsten Schichten eine Mollusken-Fauna gefunden, deren Arten sämtlich noch heut an der Ostküste Süd-Amerikas leben. Auf diese wieder stützte sich STEINMANN, wenn er das ganze Pampeano für diluvial erklärte.

A. BORCHARDT[1]) bestätigte neuerdings diese von BURMEISTER, d'Orbigny, mir und STEINMANN vertretene Ansicht durch Untersuchung der in der Paraná-Stufe gefundenen Mollusken-Fauna. Dieselbe gehört danach in das Pliocän; eine Ansicht, zu welcher auch WOODWARD bereits auf Grund seiner Untersuchung der fossilen Fische aus der Paraná-Stufe gelangt war[2]).

Ist nun die Paraná-Stufe sicher pliocän, so muß alles

[1]) Die Molluskenfauna und das Alter der Paraná-Stufe. N. Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. **14**, 1901, S. 171—245, t. 6—10.

[2]) Annals and Magazine of Natur. Hist. 1900, (7), **6**. N. 31, S. 7.

Hangende, somit die Pampas-Fauna, jünger als dieses Pliocän sein.

Auf der einen Seite also haben wir den hohen Prozentsatz ausgestorbener Säugetiere, welcher für ein pliocänes, auf der anderen Seite die Mollusken, welche für ein diluviales Alter des Pampeano und damit seines fossilen Menschen angeführt werden.

Ich habe 1883[1]) diese Frage nur mit Rücksicht auf die Säuger dahin zu lösen mich bemüht, daß man gleichaltrig und gleichwertig unterscheiden solle.

Vergleicht man nämlich die quartären und tertiären Säugetierfaunen Europas und Amerikas mit einander[2]), so zeigt sich, daß Amerikas Fauna dieselbe Erscheinung darbietet, wie diejenige Indiens: Formen, welche in Europa während der Tertiär-Periode bereits verschwanden, (abstarben? auswanderten?), lebten in jenen Ländern noch länger fort, ragten in jüngere geologische Zeiten hinein. Wenn daher Cope und Koken auf Grund gewisser, einen europäisch-tertiären Habitus besitzender Genera und des großen Prozentsatzes ausgestorbener Geschlechter der Pampas-Fauna diese als gleichaltrig mit der pliocänen Europas betrachtet, so möchte ich das in gleichwertig umwandeln. Gleichaltrig mit der pliocänen Fauna Europas kann die irgend eines anderen Landes nur dann sein, wenn sie wirklich genau zu derselben Zeit mit jener gelebt hat; gleichwertig aber, d. h. eine, ungefähr mit der pliocänen Fauna Europas analoge Entwicklungsstufe repräsentierend, kann theoretisch jede nächstältere oder nächstjüngere, also obermiocäne oder unterpleistocäne Fauna eines anderen Erdteiles sein.

Aus solchen Erwägungen heraus habe ich damals ein quartäres Alter des Pampeano für das Wahrscheinlichere erklärt, und ich kann mich heute, nachdem Steinmann und Borchardt jene Mollusken-Fauna als neues Beweismittel hinzugefügt haben, nur umsomehr in demselben Sinne aussprechen.

Jene Mollusken sprechen zu stark dafür, daß wir auch hier nur diluviale Schichten, mithin nur einen diluvialen Menschen vor uns haben.

Es ist indessen wohl zu bemerken, daß im tieferen Pampeano lediglich einige Schneidezähne des Menschen gefunden wurden. Diese würden mithin nur diluvialen Alters sein. Tertiäre Menschenknochen scheiden ganz aus.

Die in den oberen Schichten des Pampeano gefundenen Schädel und Skeletreste leiden vollends an derselben Unsicherheit, wie das in Europa bei solchen Erfunden der Fall ist. Sie

[1]) a. a O. W. Branco, Eine fossile Säugetierfauna von Punin bei Riobamba in Ecuador. S. 154—158.

[2]) a. a. O. S. 147 ff.

könnten möglicherweise doch durch Begräbnis oder eine andere Weise später in diese Schichten gelangt sein, dürfen mithin nicht als sicher diluvial angesprochen werden.

Fragliche fossile Fussfährten des tertiären oder jüngeren Menschen.

Außer den vermeintlichen Skeletresten des tertiären Menschen hat man aber auch an den verschiedensten Orten fossile Fußspuren gefunden, welche man dem Menschen, z. T. auch dem tertiären, zugeschrieben hat. In Nordamerika, Australien, und ganz neuerdings auch Deutsch-Südwestafrika sind solche fraglichen Menschenfußspuren, und zwar jedesmal zusammen mit Tierfußspuren, gefunden worden. Bereits der Nachweis diluvialer Fußfährten des Menschen wäre von hohem Interesse; noch vielmehr natürlich derjenige tertiärer.

Die Untersuchung derartiger Vorkommnisse wird versuchen müssen, einmal das Alter des betreffenden Gesteins, zweitens die menschliche bez. tierische Herkunft der betreffenden Fußspuren festzustellen — soweit das eben möglich ist.

Fussspuren am Ufer der Buchtarma in Sibirien.

Schon im Jahre 1805 hatten die Abdrücke von zwei Menschenfüßen und mehreren Pferdehufen in Sibirien am Ufer der Buchtarma, einem Nebenflusse des Irtish, 56 Fuß über dem Wasserspiegel, die Aufmerksamkeit erregt, sodaß sie abgebildet und besprochen wurden. Das Gestein, in dem man sie fand, bestand aus einem „Granit“, der „wie Tonschiefer geschichtet“, d. h. also wohl ein Gneis war. Später hatte Spasskj sie aufgesucht und 1831 abermals beschrieben. Er erklärte sie für echt menschliche, da die Eingeborenen jede Möglichkeit ablehnten, daß etwa ein Mitglied ihres Stammes so natürlich aussehende Fußfährten künstlich machen könne. Diese Deutung wurde dann durch Ermann 1841 widerlegt.[1]) Ich gebe in Fig. 1 seine Abbildung wieder.

Wenn man obige, von Ermann[2]) gegebene Abbildung betrachtet, ergibt sich ohne weiteres, daß dieser mit seiner Deutung das Richtige traf. Schon der Umstand, daß der eine Fuß groß, der andere aber klein ist, ohne etwa verkrüppelt zu sein, machen es klar, daß sie nicht von einem und demselben Menschen herrühren können, sondern künstlich in den Stein gemeißelt sein

[1]) Über vermeintliche Ichniolithen bei Buchtarminsk. Archiv f. wissenschaftl. Kunde von Rußland. Herausgegeben von Ermann. Berlin 1. 1841 S. 529 u. 2. 1842 S. 175—76.

[2]) a. a. O. 1. 1841. t. III.

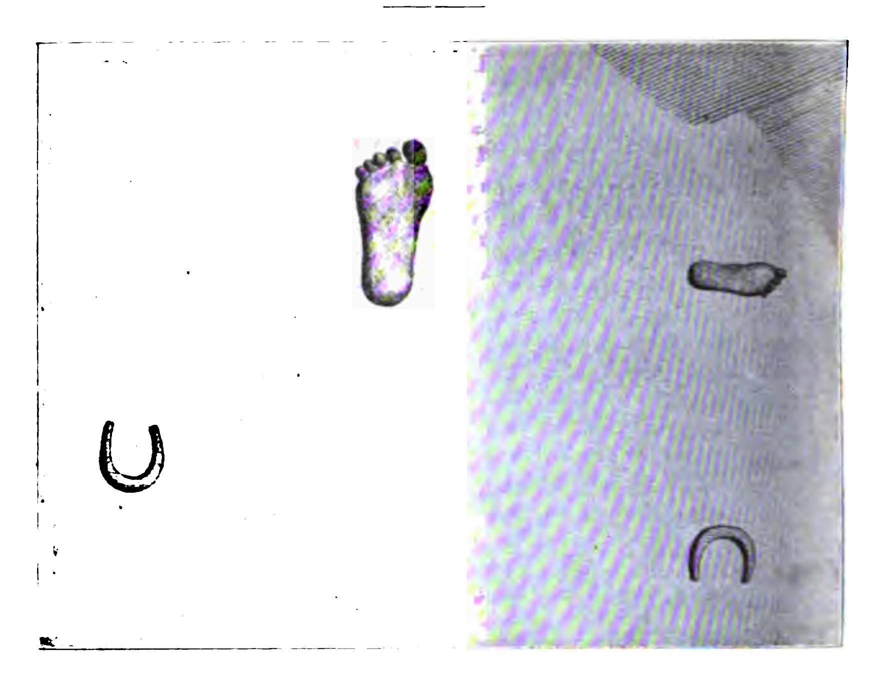


Fig. 1. Am Ufer der Buchtarma.

müssen. Zu derselben Ansicht wird man durch die Stellung der beiden Füße geführt, denn sie stehen genau rechtwinklig zu einander, so wie ein Mensch nie steht. Auch die beiden großen und vier kleinen Eindrücke, welche offenbar Pferde-Hufeisen darstellen sollen und völlig regellos im Gesteine sitzen, deuten mit Sicherheit auf ein Kunstprodukt hin; und dasselbe Urteil drängt sich durch die Natur des Gesteins auf, gleichviel ob es ein Granit oder Gneis sei.

Da die Eingeborenen aber nicht die Urheber sein können, so werden letztere in fremden Arbeitern gesucht werden müssen; wie ERMANN wahrscheinlich macht, in solchen, die 1791 bei dem Bau der Zitadelle beschäftigt gewesen sein mögen.

Aus Nordamerika liegen von drei verschiedenen Punkten Mitteilungen über angebliche Fährten menschlicher Füße vor.

Fussspuren NNW vom Athensgebirge.

Auf der höchsten Spitze des sogen. „bezauberten Berges“, welcher etwa 90 englische Meilen NNW vom Athensgebirge in Georgia liegt, hatte man gleichfalls menschliche Fußspuren, hier aber in größerer Zahl und in völlig natürlicher Anordnung, ge-

funden. Diese Fährten bildeten eine lange Reihe, abwechselnd dem rechten und linken Fuße angehörig und in der Entfernung eines gewöhnlichen Schrittes von einander. Außer den Fährten von Erwachsenen zeigten sich auch solche von Kindern und von unbeschlagenen Pferden, deren Schritte wie auf schlüpfrigem Boden ausgeglitten erschienen.

Da keinerlei Spuren meißelartiger Instrumente an diesen Fährten bemerkbar waren, dieselben vielmehr völlig den Eindruck einer Modellierung in weichem Tone hervorriefen, die Ureinwohner auch in diesem Falle garnicht so kunstfertig gewesen sein dürften, so wies BUCKINGHAM die Deutung derselben als Kunstprodukte zurück und erklärte sie für echt menschliche Fußfährten. Die Arbeit BUCKINGHAMS[1]) war mir leider nicht erreichbar. Ich bin daher angewiesen auf den Bericht im L'Institut[2]) welcher darüber das folgende sagt:

Die menschlichen Fährten, welche etwa $^1/_2$ Zoll tief in das Gestein gedrückt waren, wichen von normalen Füßen nur dadurch ab, daß sie etwas breiter und um etwa $^1/_8$ länger als solche waren; auch besaßen sie stark gespreizte Zehen, als ob diese Menschen nie Sandalen oder Schuhe getragen hätten.

Sollte es sich in der Tat um menschliche Fußtapfen handeln, so würde die etwas zu große Länge vielleicht ebenso durch ein Vorwärtsgleiten auf schlüpfrigem Boden sich erklären lassen, wie das bezüglich der Pferde-Fährten geltend gemacht wurde. Vielleicht würde auch das Spreizen der Zehen wenigstens z. T. mit durch das Bestreben, in schlüpfrigem Boden festeren Halt zu gewinnen, erklärbar sein.

Für eine auffallende Länge, und ebenso auch für eine auffallende Breite von Fußspuren gibt es indessen auch noch eine andere Erklärung: Daß nämlich eine jede solcher Fährten nicht durch einen, sondern durch zwei Fußtritte erzeugt worden ist, von denen der zweite nicht genau die erste Fährte deckte. Denkt man sich zwei (bez. mehr) Menschen hintereinander gehend, so wird die einzelne Fußspur länger als normal werden, sobald der hintere Mann entweder etwas weiter oder aber etwas weniger weit ausschreitet als der vordere; denn je nachdem wird die erstgemachte Fußtapfe durch die zweite entweder am vorderen Ende oder aber am hinteren etwas verlängert werden. Entsprechendes ergibt sich bezüglich der Verbreiterung der erstgemachten Fußtapfe, sobald die zweite entweder etwas mehr nach der Innen- oder nach der Außenseite übergreift.

Das Gesagte gilt nun aber, ebenso wie für zwei Zweifüßler,

[1]) The slave states of America, 1841 (oder 42).
[2]) **10.** Paris 1842 S. 140.

auch für einen Vierfüßler, bei dem dann die Hinterfüße die Rolle des zweiten Menschen spielen können.

Es ist daher, ohne jene Fährten gesehen zu haben nicht möglich, zu einem eigenen Urteile zu gelangen.

Der Umstand jedoch, daß alle Zehen gespreizt gewesen sein sollen, macht es mir sehr wahrscheinlich, daß keine wirklichen menschlichen Fußtapfen vorliegen.

Fussspuren bei St. Louis.

Des weiteren berichtete SCHOOLCRAFT[1]) über zwei zierliche menschliche Fußtapfen aus den Kalksteinbrüchen von St. Louis, auf der Westseite des Missisippi. Schon seit dem Beginn der Siedelung von St. Louis waren sie bekannt. Später wurde der Block, in dem sie saßen, von dem bekannten, 1804 aus Württemberg ausgewanderten Geistlichen RAPPE, welcher die Harmonites-Sekte gründete, entführt und in seinem Hause aufgestellt, dann wieder nach Pensylvanien gebracht und als Eindrücke von Christi Füßen von manchen verehrt. Ich gebe in Fig. 2 das Bild derselben wieder.



Fig. 2. Bei St. Louis.

SILLIMAN gewann aus der Untersuchung dieser Fährten die Überzeugung, daß die bis ins Kleinste gehende Naturwahrheit jeden Gedanken an künstliche Erzeugung ausschlösse. Ohne Stahl und Eisen sei eine solche in dem harten Gestein überhaupt undenkbar und die Ureinwohner Amerikas hätten Stahl und Eisen

[1]) American journal of science and arts. 5. 1822. S. 228 u. Taf.

nicht gekannt. Augenscheinlich also seien diese Eindrücke natürlicher Entstehung in einer Zeit gemacht, in welcher das Gestein noch weich war.

Schon Col. Berton hob demgegenüber das Fehlen anderer Fußtapfen hervor, welche zu diesen beiden hinführten und schloß daraus auf künstliche Entstehungsweise. Auch Ermann[1]) gelangte zu demselben Urteil, weil die Stellung der Füße keine schreitende, sondern eine ruhige, stehende sei.

In letzterer Beziehung erinnern sie sehr an die beiden Fährten von Warnambool in Australien (s. S. **114**); nur daß man bei letzteren auch noch andere Fährten beobachtet haben will, die zu ihnen hinführten. Mir scheinen aber vor allem die Zehen so unnatürlich zu sein, daß ein Gedanke an natürliche Entstehungsweise ausgeschlossen ist; denn sie sind ähnlich schlank, wenn auch nicht eben so lang, wie Finger; und derartiges Verhalten zeigen menschliche Zehen nicht.

Fussspuren bei Carson, Nevada.

Eine andere Fundstätte versteinerter Eindrücke „menschlicher“ Füße in Nordamerika liegt in den Steinbrüchen des Berges, auf welchem das Gefängnis bei Carson Nevada sich befindet. Über diese Fährten hatte vor zwei Jahrzehnten Harkness berichtet. Es wurden dort sandige, aber bereits verfestigte Gesteine einer ehemaligen Süßwasserablagerung abgebaut, welche *Physa* und *Anodonta* führte.[2]) Auf einer freigelegten Schicht entdeckte man eine große Anzahl von Fußspuren, die auf Vögel, Mammut, Hirsch, Wolf, Pferd und den Menschen zurückgeführt wurden. Große beckenartige Fußtapfen erschienen um so sicherer in ihrer Deutung als solche des Elefanten, als man auch dessen Stoßzähne fand.

Für die Altersbestimmung erscheint dieser letztere Umstand von Wichtigkeit; denn das Mammut würde für ein diluviales Alter sprechen. Die Fußspuren und Reste von Pferden machen es weiter ebenso wahrscheinlich, daß hier den sogen. Equus-beds gleichaltrige Schichten vorliegen, welche den Übergang aus dem Pliocän in das Quartär bilden, also je nach der Auffassung, ganz jung pliocänen oder alt quartären Alters sind.

Was nun aber die angeblichen Menschenfährten anbetrifft, so können dieselben nur im Umrisse ungefähr mit denen der Menschen übereingestimmt haben, denn Harkness wurde durch

[1]) Archiv f. wissenschaftl. Kunde von Rußland 1841. 1. S. 531.

[2]) Foot-prints found at the Carson State Prison. Proceed. California Academy of Sciences. 1882. Aug.

ihren Anblick zu der Meinung geführt, daß die Füße mit Sandalen bekleidet gewesen seien.

Demgegenüber hat wohl MARSH die richtigere Deutung gefunden, indem er[1]) ihre menschliche Herkunft ablehnt und sie zurückführt auf Tiere wie *Mylodon* oder *Morotherium*, welche beim Gehen den Hinterfuß ungefähr, aber nicht genau auf die Fußtapfe des Vorderfußes gesetzt hätten. Auf solche Weise würde sich die starke Krümmung der Außenseite und zugleich die große Länge der fraglichen Fährten erklären, nämlich 45 cm Länge bei 20 cm Breite; beides Umstände, welche mit einer menschlichen Fährte nicht gut vereinbar wären. Dadurch, daß der weiche Ton an den Klauen haften blieb, fände das Fehlen der Eindrücke der Klauen eine Erklärung. Auch die Größe der seitlichen Entfernung der Spuren des rechten Fußes von denen des linken, welche 20 cm beträgt, spricht gegen eine Ableitung vom Menschen; denn bei diesem dürfte die Entfernung von Innenwand zu Innenwand der Füße nur ungefähr halb so viel betragen.

Es zeigt sich mithin, daß die angeblichen menschlichen Fußspuren von Carson in Nevada mit höchster Wahrscheinlichkeit nur tierischer Herkunft sind und daß das Alter der fraglichen Schichten vielleicht nur ein altquartäres, höchstens aber jungpliocänes ist.

Fussspuren in Australien, bei Warnambool, Victoria und anderen Orten.

Allem Anscheine nach doch menschenähnlicher sind die Fußspuren, welche man, wiederum im Vereine mit solchen von Tieren wie Emu und Dingo (Hund), in Australien fand. ARCHIBALD entdeckte sie zuerst in Victoria nahe der Stadt Warnambool in einem Sandsteine und zwar in Schichten, die 18 m unter Tage anstanden.

Bekannt sind diese Fährten bei Warnambool bereits seit dem Jahre 1873, und nach und nach sollen sie in einer ganzen Anzahl von Steinbrüchen bei dieser Stadt gefunden worden sein. Auch sollen sie, wie der Besitzer von KELLAS[2]) Steinbruch berichtet, sich nicht nur an der Oberfläche einer einzigen Schicht, sondern „more or less through the stone“ hindurch finden.

ARCHIBALD berichtet aber weiter auch noch über die Eindrücke von zwei menschlichen Gesäßen (s. Fig. 3), die zu zwei

[1]) Supposed Human Foot-prints, recently found in Nevada. American Journal of Science **26**. 1883. S. 139.

[2]) Evidence collected to etablish the discovery of the most ancient Men in Australia. The Australasian anthropological journal. Sydney. New South Wales. 1 N. 2. 1898, S. 54—56.



Fig. 3. Aus Australien. Fuß- und Sitzspuren.

Fußpaaren gehörten, von denen allerdings nur das eine erhalten zu sein scheint. Hier sollten also zwei Menschen gesessen haben, und ARCHIBALD berichtet ferner, daß, wie sich bei weiterem Abbau dieser Schicht zeigte, in der Tat die Fährten zweier Menschen, eines größeren und eines kleineren, nebst der eines Hundes von jener Sitzstelle fortführten.

Ich gebe im vorstehenden die Photographie wieder, welche ich der Liebenswürdigkeit des Herrn Professor GREGORY in Melbourne verdanke.

Auch aus einer anderen Gegend Victorias, von der Hie-Hie-Station, wurde durch JOHN SKLIET über den Fund solcher Fußspuren in einem Sandsteine berichtet, welche dem Menschen, dem Emu und dem Känguruh angehören sollten.[1])

Wiederum auf eine anscheinend andere Stelle bezieht sich eine Nachricht in Science of Man, in welcher gesagt wird,[2]) Mr. SKEET aus Moare habe im Sandstein eines Flußbettes ebensolche Spuren von Hund, Känguruh, Emu und Mensch gefunden.

In derselben Zeitschrift[3]) schreibt weiter Mc DOWELL, daß eine viertel Meile von der Poststation an der Straße nach Port Fairy in einem Sandsteinbruche ebenfalls zahlreiche Fußspuren des Dingo aufgedeckt seien. Eine Photographie läßt die ziemlich steile Schichtenstellung und, freilich undeutlich, die Fußspuren erkennen. Diese Dingo-Spuren aber würden, wie sogleich zu zeigen, gleichbedeutend mit dem Erfunde menschlicher Fußspuren sein.

ARCHIBALD hat in Science of Man[4]) die Funde bei Warnambool nochmals besprochen und darauf hingewiesen, daß für die Frage nach dem Alter des Menschen zwei Tatsachen von Belang seien: Einmal die, daß der Hund (Dingo), dessen Spuren ja ebenfalls auf den genannten Platten sich finden, erst durch den Menschen nach Australien eingeführt worden ist; und zweitens die, daß an anderer Stelle ein fossiles Hundeskelet in jung tertiären Schichten Australiens, Victoria, gefunden wurde.

Sind nun beide Tatsachen richtig, dann würden beide im Verein natürlich ein mindestens jung tertiäres Alter des Menschen in Australien, ganz unabhängig von jenen fraglichen Menschen-Fußspuren, beweisen. Nun ist an der Richtigkeit der ersten Tatsache, daß erst der Mensch den Hund zum Mitgliede der australischen Fauna gemacht hat, wohl nicht zu zweifeln. Ob

[1]) a. a. O. 1. N. 4. 1898 S. 95.
[2]) SYDNEY 1899. 2. N. 2 S. 32.
[3]) a. a. O. 1899. 2. N. 11 S. 216.
[4]) SYDNEY 1898, 1. N. 2 S. 40. Die folgenden drei weiteren Arbeiten über dieses Thema, deren Nennung ich der Freundlichkeit des Herrn Professor GREGORY in Melbourne, von nun an in Edinburg, verdanke, konnte ich leider nicht erhalten; ich möchte sie aber doch hier anführen.
OFFICER, C. G. W., The Discovery of Supposed Human Footprints on Aeolian Rock at Warnambool. Vict. Nat. 9. 1892. S. 32—39.
PRITCHARD, G. B. The Sand Dunes of the Coast. Geelong Naturalist. 4. N. 3. March. 1895. S. 43 etc.
Alleged Traces of Primitive Man. Austral. Min. Stand. 31. S. 230—281, 273—274. Melbourne. 1904.

aber auch die zweite richtig ist, daß jenes Skelet eines Hundes in wirklich tertiären Schichten gefunden wurde, das entzieht sich für mich der Beurteilung; und es ist zu hoffen, daß eine so überaus wichtige Frage bald eingehender, nämlich durch Aufführung der Beweise für das jung tertiäre Alter der fraglichen Schichten, behandelt werden möchte.[1])

Die Angaben über das Alter der Schichten, in welchen man die fraglichen Menschen-Fußspuren fand, lauten sehr verschieden. Bonwick[2]) sagt, daß der Kalkstein der Warnambool- und Port Fairy-Distrikte dem Tertiär angehöre und derselben Entstehungsweise sei wie die Kalke, die entlang der ganzen Küste von Süd-Australien, mit gewissen Unterbrechungen durch vulkanische Gesteine, auf Tausende von miles sich hinziehen.

Angaben Anderer lauten sogar auf Miocän, wieder Anderer auf Pleistocän; doch fand ich in den citierten Schriften keine Begründung dieser Angaben, namentlich keine spezifische Bestimmung der marinen Muscheln, welche sich in dem, den fraglichen Sandstein überlagernden Kalksteine gefunden haben. Selbst die aufgeführten Gattungsnamen sind z. T. mißhandelt. Es werden namhaft gemacht, außer *Terebratula* noch „*Echinus, Nautilus* und *Pecten.*“ Auf das Alter läßt sich hieraus also kein Schluß ziehen, wenngleich in europäischen Ablagerungen das Auftreten von *Terebratula*, *Echinus* und *Nautilus* eher für ein tertiäres als für ein quartäres sprechen könnte.

Eine Prüfung des nach Archibald hier wiedergegebenen Profiles bei Warnambool scheint mir nun die im folgenden dargelegten Schlüsse zu gestatten. Von oben nach unten gliedert sich das Profil in folgender Weise:

1) Waldboden.
2) Ton.
3) Vulkanisches Gestein.
4) Kalksteinlager, zuoberst mit marinen Muscheln.
5) Kalkhaltiger Sandstein mit Fußspuren vom Menschen, Emu und Dingo. Bei Tower Hill in 60 Fuß Tiefe ein Dingo-Skelet.

---

[1]) Erwähnenswert ist vielleicht eine weitere Mitteilung (a. a. O. 1. N. 1. 1898 S. 41), nach welcher bei Peak Hill, in einem behufs Goldgraben gemachten Digging, 200 Fuß unter der Erdoberfläche eine geschlagene Feuersteinaxt von einem Goldgräber gefunden worden sein soll. Das Gestein war derselbe harte, weiße Ton, in welchem dort das Gold liegt. Überaus unsicher will aber der Hinweis erscheinen, daß dieser Ton dem Geschiebelehm Europas ähnlich, daher diesem wohl gleichaltrig sei, daß daher dieser Axt, bez. dem Menschen, der sie machte, ein diluviales Alter zukomme.

[2]) Science of Man and Australasian anthropological journal 1. N. 1 Sydney 1898, S. 86.

Über die Gesamtmächtigkeit dieser Ablagerung fehlen genauere Angaben; doch kann man aus der Abbildung 1, bei Archibald, ersehen, daß der Sandstein keineswegs geringmächtig ist; und von Halliwells Steinbruch wird direkt angegeben, daß in dem festen Sandsteine in 25 Fuß Tiefe Reste von Asche und Kohlen gefunden wurden, während man an einer anderen Örtlichkeit solche Feuerspuren sogar erst in 60 Fuß Tiefe traf.

Immerhin zeigt sich also, daß allein schon der Sandstein, in welchem die fraglichen Menschenspuren auftreten, eine ansehnliche Mächtigkeit besitzt; und eine solche bedingt wiederum ein nicht zu geringes Alter der Ablagerung, vorausgesetzt, daß es sich um ein marines Sediment handelt. In der Tat ist das Gestein, wie Herr Sanitätsrat Dr. med. Alsberg in Cassel zeigen wird, ein Foraminiferensand bez. -Kalk. Nun wird freilich in dem oben citierten Berichte gesagt, daß eine Dünenbildung vorliege; und eine solche würde sich natürlich in relativ kurzer Zeit zu der Mächtigkeit von über 60 Fuß anhäufen können.

So recht überzeugend will mir indessen die echte Dünennatur dieses Foraminiferensandsteines nicht erscheinen. Die anscheinend vorhandene deutliche Schichtung spricht nicht sehr dafür; und direkt dagegen spricht der fernere Umstand, daß in trocknem, losem, durch Wind aufgehäuftem Dünensande sich schwerlich so verschiedenartige und so häufige Tier- und Menschenspuren hätten erhalten können. Dazu bedurfte es doch eines mehr feuchten Sandes, wie man ihn hart am Strande findet. Der Ausdruck „Strandbildung“ dürfte daher eine richtigere Vorstellung erwecken, als der Ausdruck „Düne“, bei dem man geneigt ist, mehr an ein dem Meere bereits ganz Entrücktes zu denken.

Es scheint also die nicht unbedeutende Mächtigkeit des Sandsteines immerhin dafür zu sprechen, daß zu seiner Ablagerung eine nicht ganz unbedeutende Zeit nötig gewesen ist; dazu aber gesellen sich noch weitere Momente, aus welchen gleichfalls hervorgeht, daß auch seit seiner Ablagerung noch sehr viel mehr ein längerer Zeitraum verstrichen sein muß. Dieselben gehen aus dem oben mitgeteilten Profile hervor.

Zunächst ist der Sand, nachdem die ersten Feuer- etc. Spuren in ihm entstanden waren, noch 60 Fuß mächtiger geworden. Dann ist er unter den Meeresspiegel hinabgesunken, tief und lange genug, daß über ihm sich die Kalkablagerung, N 4, bilden konnte, in welcher die marinen Versteinerungen liegen. Darauf ist das vulkanische Gestein darüber gebreitet, und gleichzeitig oder vorher bezw. nachher die ganze Ablagerung wieder gehoben, aufgerichtet und der Sand zum festen Sandstein verkittet worden.

Wenn also auf der einen Seite durch jene oben genannten Versteinerungen der Beweis eines auch nur jungtertiären Alters nicht erbracht worden ist, so scheint mir auf der anderen Seite doch aus den soeben angeführten Gründen hervorzugehen, daß der Sandstein kein so sehr jugendliches Alter besitzen kann. Ob ein altquartäres oder ein noch älteres, das freilich entzieht sich für mich der Beurteilung.

Ein Grund jedoch ist vorhanden, welcher, im Gegensatze zu dem Gefolgerten, für ein jugendlicheres Alter der ganzen Ablagerung sprechen könnte: An anderen Lokalitäten, aber ebenfalls nahe Warnambool und, wie gesagt wird, in demselben Sandsteine, haben zich zwei große und andere, wohl kleinere, Äxte aus Basalt gefunden. Äxte! das würden also vielleicht nicht einmal paläolithische, primitive Waffen sein, sondern gar neolithische, falls man nicht ganz beliebig für die australische Menschheit einen rascheren, frühreiferen Entwicklungsgang annehmen will, als für die übrige Menschheit; und dazu liegt doch bisher nicht der mindeste Grund vor.

Aus diesem Widerspruche könnte nur die Annahme befreien, daß diese Äxte nicht, wie die Feuer- und Fußspuren, ursprünglich in den Sandstein gebettet worden sind, sondern daß sie aus Gräbern stammen, die nachträglich in dem Sandstein gemacht wurden.

Ist das nicht der Fall, liegen sie in diesem Sandsteine auf primärer Lagerstätte, dann könnten auch die fraglichen Fußspuren bei Warnambool höchstens jungdiluvialen Alters sein. Das sind Widersprüche, die sich nur an Ort und Stelle lösen lassen.

Was nun die Fährten selbst anbetrifft (Fig. 3, S. **115**), welche mir nur aus der verkleinerten Photographie bekannt sind, so lassen sich Zehen an denselben anscheinend nicht unterscheiden. Darin liegt ein Gegensatz zu allen anderen von mir wiedergegebenen Fußspuren. Der Umriß erinnert freilich an den Menschen mehr als an ein anderes Wesen. Die angeblichen Gesäß-Eindrücke entbehren aber der Kerbe, liegen auch nicht hinter, sondern etwas seitlich von den zugehörigen Fußspuren.

Herr Professor Gregory in Melbourne legt diesen Spuren, wie ich einem freundlichen Schreiben desselben entnehmen darf, keine Beziehung zum Menschen bei; er hat dieselben freilich nicht selbst gesehen.

Da gerade in neuester Zeit Schoetensack für das hohe Alter des Menschengeschlechtes in Australien eingetreten ist, so interessiert wohl die völlig gegenteilige Ansicht, zu welcher Herr Gregory als Geolog durch seinen langen Aufenthalt in Australien hinsichtlich des Menschen in Victoria gelangt ist. Er hegt die

Überzeugung, daß Victoria seit nicht länger als 1000 ± 50 Prozent Jahren bevölkert sei. Hand in Hand mit dieser seiner Überzeugung geht dann natürlich die obige, daß jene Fährten von Warnambool nicht dem Menschen angehören. Ich glaube, den betreffenden Teil des Briefes[1]), welchen ich seiner Liebenswürdigkeit verdanke, hier nicht vorenthalten zu sollen.

Laloy[2]) berichtet indessen, daß Etheridge in einer der Wellingtonhöhlen in Neu-Süd-Wales zwei menschliche Molaren, sitzend in einer Knochenbreccie, gefunden hat, welche auch Reste von *Diprotodon* und *Thylacoleo* enthielt. Die Gleichzeitigkeit des australischen Menschen mit diesen ausgestorbenen quartären Tierformen würde nun freilich für ein relativ hohes Alter auch des Menschen sprechen — vorausgesetzt, daß eben jene Mitteilung von Etheridge richtig sein sollte.

Wilser[3]), welcher auf der Naturforscherversammlung zu Cassel die von Herrn Alsberg ausgestellten Gipsabgüsse dieser Fußspuren und Gesäßeindrücke von Warnambool gesehen hat,

---

[1]) „After consideration of the evidence my impression is that man has been an extremely short time in Victoria, say 1000 years, ± 50 per cent. All our human records are in most superficial deposits. No country in the world has had its gravels searched as ours have been. You can find stretches of these gravels for hundreds of acres, turned up, and the underlying surface exposed. The work was done by men, very keen observers, many of whom took great interest in the aborigines. But except on the surface layer, no reliable human implements have ever been found. In our sand dunes we find old camping grounds upon the hardened dune surface, but it is only in the top surface that aboriginal remains occur. Old dune surfaces, in places where the aborigines would first have camped, and which probably were not formed 500 years ago, are quite barren of human remains. The slight distance which the aborigines penetrated into our forests also suggests their conparatively recent arrival. If they had been in the country for a prolonged period we should probably have had specialized hill tribes."

„Many of our volcanic rocks are very recent date; we have craters in excellent preservation. There are stories, said to be evidence of the aborigines having seen the eruptions; these all break down on examination and none of them refer to the most recent of our volcanoes. None of the names of those mountains have any reference to fire or smoke, the names indicate that the mountains were in their present conditions when natives first saw them. Considering the extravagant untidiness with which the aborigines scattered flint chips around their camps it seems to me inconceivable that we should not find abundance of these chips in our lower dunes, and our gravels, if man had been alive during their deposition. I have seen myself no traces of worked stones or other traces of man in the Warrnambool sandstones, which are a series of dune limestones."

[2]) L'antiquité de l'homme en Australie. L'Antropologie. Paris 1902. S. 415.

[3]) Die Germanen. Eisenach, Thüringische Verlagsanstalt S. 22. Anm. 25.

spricht sich ebenfalls dahin aus, daß ihm, wie anderen auch, kein zwingender Grund, dieselben auf den Menschen zurückzuführen, vorzuliegen scheine. Er kommt also zu demselben Urteile, welches Herr Gregory ausgesprochen hat.

Wenn aber Wilser das Alter des betreffenden Gesteines, gleichviel, ob es nun ein Sandstein oder ein Kalkstein ist, auf „vielleicht nur wenige Jahrhunderte" beziffert, so ist angesichts der oben gegebenen Darlegung eine solche Ansicht entschieden irrtümlich.

Herr Sanitätsrat Dr. Alsberg, der im Gegensatze zu jener Auffassung, bereits in Cassel die menschliche Natur dieser Fährten vertreten hat, gedenkt auf der diesjährigen Naturforscherversammlung (1904) in Greifswald die Zugehörigkeit zum Menschen weiter zu vertreten.[1])

Wie zufällige Bildungen oder wie Kunstprodukte wollen mir diese Fußfährten nicht erscheinen; irgend einem lebenden Wesen sind sie doch wohl zuzuschreiben. Menschenaffen, an die man nächst dem Menschen denken könnte, sind, bisher wenigstens, fossil in Australien nicht bekannt geworden. Auf den Sunda-Inseln leben sie aber noch heute, und in jungtertiärer bez. altdiluvialer Zeit hat auf Java der vielumstrittene *Pithecanthropus* gelebt, der — sei er nun Mensch oder Menschenaffe, oder Bindeglied zwischen beiden, oder Bastard von beiden[2]) — eine ansehnliche Größe gehabt haben muß. Könnte man an ihn denken?

Fragliche Fussspuren aus Deutsch-Südwest-Afrika.

Ganz kürzlich sind in einem dritten Erdteile Fußspuren gefunden worden, welche ebenfalls dem Menschen angehören sollten. Herr Dr. Paul Rohrbach, deutscher Reichskommissar für das Ansiedlungswesen in Deutsch-Südwestafrika, hat dieselben dort entdeckt und zunächst in Löschpapier abgeklatscht, da er erst weiterer Hilfe bedurfte, um die Spuren aus dem Gesteine herauszuarbeiten und an die Küste zu transportieren.

Diese Abklatsche sind, mit einem Briefe an den Assistenten an der geologisch-paläontologischen Sammlung Herrn E. Kirschstein, in den Besitz unseres Museums gelangt; auch ein Abklatsch der Fußspur eines Zweihufers und ein Gesteinsstück mit der Fußspur eines anderen, etwas kleineren Zweihufers sind hier eingetroffen, Leider aber sind gerade die „Menschen"spuren, obgleich sie

---

[1]) Es sei mir an dieser Stelle gestattet, dem genannten Herrn Dank zu sagen, für die Liebenswürdigkeit, mit welcher er den Gipsabguß der Fährten, ihre Photographie und Dokumente über diesen Fund unserer Sammlung übermachen will.

[2]) W. Branco, Der fossile Mensch. Verhandl. d. V. International. Zoologen-Kongresses Berlin 1901, Sep.-Abdr. S. 28.

später doch noch, wie ein weiterer Brief meldet, vom Gesteine abgelöst, verpackt und an die Küste geschickt wurden, bisher nicht angelangt. Da nun der betreffende Dampfer, der sie hätte bringen müssen, ohne dieselben angekommen ist, während andere Sendungen aus dieser Zeit richtig in Empfang genommen werden konnten, so scheint leider gerade diese so interessante Sendung in den jetzigen Wirren verloren gegangen zu sein. Ich gebe daher im folgenden eine Abbildung der genannten Abklatsche und eine kurze Besprechung derselben.

Herr Dr. Rohrbach schreibt über diese Funde unter dem 12. Dezember 1903 von der Missionsstation Gaub, der Gegend von Grootfontein:

Die beiden Menschenfährten wurden in demselben Gestein wie die Tierfährten gefunden; aber nicht an derselben Stelle, sondern an zwei verschiedenen Orten, deren jeder etwa eine halbe Reitstunde von Gaub entfernt lag.

„Die Spuren, auch die beiden menschlichen, von denen ich Ihnen Abklatsch sandte, liegen alle zweifellos auf gefalteten Schichten; das Gestein, in dem sie zu sehen sind, ist dasselbe wie das, aus dem das ganze umliegende Gebirge aufgebaut ist; einzelne der Schichten, auf denen Spuren zu sehen sind, erscheinen außerordentlich steil gestellt — die meisten aber in einem Winkel von 10—20°. Die Streichungsrichtungen sind verschieden. Die angeblichen Spuren in einer Höhle haben sich als Buschmannszeichnungen herausgestellt. An dem paläontologischen Charakter der Spuren ist meines Erachtens jeder Zweifel ausgeschlossen."

Die in diesem Briefe erwähnte Erscheinung, daß einzelne Schichten so sehr viel steiler als alle anderen sind, ist vielleicht am einfachsten dahin zu erklären, daß Herr Rohrbach nicht einzelne Schichten, sondern einzelne Schollen meint und daß letztere am Gehänge abgerutscht und infolgedessen so steil aufgerichtet sind.

Das Gestein selbst, von dem ein großes Stück vorliegt, erweist sich als ein grobkörniger Sandstein, welcher aus Körnern von Quarz und von rötlichem, verwittertem Feldspate, dem Aussehen nach Orthoklas, besteht. Dieser Sandstein scheint mithin aus der Zerstörung von Granit oder Gneis hervorgegangen zu sein. Er besitzt ziemliche Festigkeit und ist an seiner Oberfläche mit einer dicken Verwitterungsrinde bedeckt, in welche die sogleich zu besprechende Fußfährte eingesenkt liegt.

Was nun diese Fußspur anbetrifft, die mir im Gesteine, also in natura vorliegt, so handelt es sich anscheinend um eine Tierfährte. Der Wiederkäuer-Ch[illegible] unverkennbar hervor,

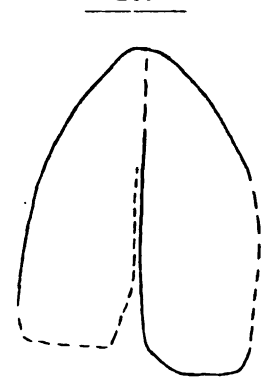


Fig. 4. Antilopen-Spur.

da beide Hufe und die sie trennende Spalte deutlich zu erkennen sind.

Die obige Abbildung zeigt das vielleicht weniger klar, als der Gipsabguß das tut, welch' letzterer ein Bild der Unteransicht der betreffenden Hufe gibt.

Diese Fährte mißt 8 cm von vorn nach hinten und 5 cm von rechts nach links. Sie stimmt, wie Herr Matschie im geologischen Museum freundlichst durch Vergleich feststellte, mit den Hufen eines Tieres, wie die heutige Kudu-Antilope es ist, überein; sie ist jedoch sehr wenig vertieft.

Die andere Tierfährte liegt nur im Abklatsch vor; obwohl etwas vom hinteren Ende abgebrochen ist, mißt doch ihr größter Durchmesser von vorn nach hinten 12 cm, derjenige von rechts nach links 10 cm. Es handelt sich hier also um einen größeren Zweihufer, als vorher. Ist auch der Abklatsch nicht sehr scharf, so zeigt er doch deutlich die Spalte zwischen den beiden Hufen.

Die beiden „menschlichen" Fährten liegen, wie gesagt, nur im Abklatsch vor, und dieser hat auf der Seereise etwas an Deutlichkeit eingebüßt. Es läßt sich somit der Umriß leider nicht mit völliger Sicherheit an allen Stellen wiedergeben. Ich bemerke daher, wie außerordentlich schwer es ist, einen solchen nicht völlig scharf umrandeten Abklatsch mit dem Bleistifte völlig objektiv zu umziehen, weil gar zu leicht das subjektive Gefühl für die wohlbekannte Form die Hand regiert. Ich kann daher eine Garantie für die völlige Richtigkeit des Verlaufes der Umrandung nicht geben, sondern nur sagen, daß ich mich bemüht habe den Bleistiftstrich da zu ziehen, wo das Papier die Spur erkennen ließ.

Deutlich jedenfalls läßt sich erkennen, daß beide Fährten Zehen besitzen, daß die eine, innere Zehe größer ist, als die anderen; daß der eine Fuß schmal und länger, der andere auf-

fallend kurz und breit erscheint; daß endlich der lange Fuß Fig. 5) 5 Zehen, der kurze (Fig. 6) jedoch 6 besitzt.

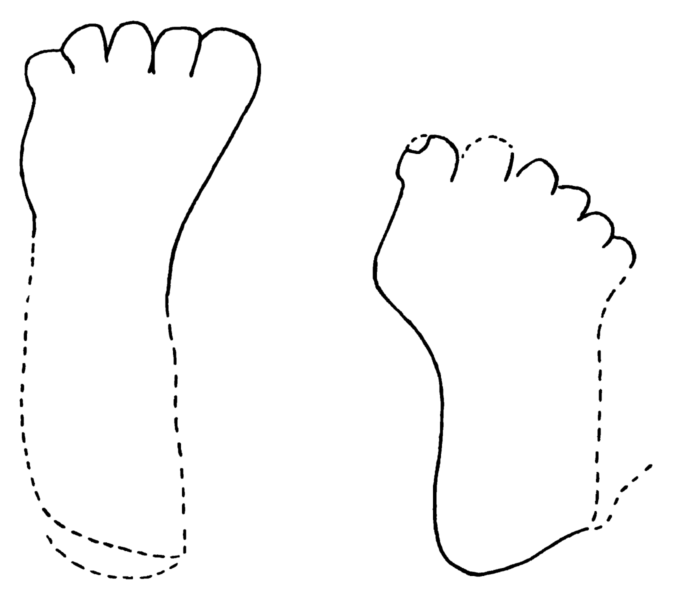


Fig. 5. Afrika, lange Spur. Fig. 6. Kurze Spur, 6 Zehen.

Die lange Spur (Fig. 5) gehört einem linken Fuße an; sie mißt 21 bis 22 cm in die Länge und hat 6 cm Breite hinten am Hacken, 9,6 cm Breite vorn an den Zehen, Ein seitliches Vorspringen des Ballens ist nicht erkennbar, vielmehr scheint die große Zehe der am meisten seitlich vorspringende Punkt zu sein. Wohl aber ist die hinter der Gegend des Ballens erfolgende normale Einschnürung des Umrisses des Fußes unverkennbar; seine Breite mißt hier 5,6 cm, ist also nur etwas geringer als die Breite am Hacken.

Ich stelle im folgenden die Maße dieser langen Fährte, sowie der später zu besprechenden kurzen, neben die der künstlich hergestellten Fährte eines Mannes von nur mittlerer Größe.

Vergleichen wir die absolute Länge dieser langen Spur, 21 cm, mit der eines Menschen, so ergibt sich, daß selbst diese lange Fährte noch so auffallend kurz ist, daß sie nur einem sehr kleinen Menschen angehört haben könnte. Indessen Pygmäen, deren es ja auch in Afrika gibt, wenngleich nicht jetzt in Deutsch-Südwest-Afrika, oder Kinder könnten ja als Urheber gedacht werden.

	Künstliche Menschen Fussspur	Fragliche lange Fährte.	Fragliche kurze Fährte.
Länge	25 cm	21 cm	17,5 cm
Breite vorn an den Zehen . .	6 „ [1]	9,6 „	10,0 „ [1]
„ am Ballen	9 „	7,5 „	9,5 „
„ in der Mitte	8 „	5,6 „	6,4 „
„ am Hacken	8,5 „	6,0 „	6,4 „

Aber die Breiten-Dimensionen der Fußspur sind auffallend. Ich sagte schon, daß die größte Breite nicht am Ballen liegt, sondern vorn, an den Zehen; und das kommt nicht etwa daher, daß die Zehen spreizen (S. **111**), sondern daher, daß die äußere Grenzlinie der letzteren nicht, wie beim Menschen, in schräger Richtung von innen-vorn nach außen-hinten (also von der großen zur kleinen Zehe) verläuft, sonden in gerader Richtung, somit senkrecht zur Längsaxe des Fußes. Das ist höchst auffallend für eine angebliche Menschenspur.

Sodann aber fällt es auf, daß diese Breite über die Zehen (9,6 cm) nicht übertroffen wird von der Breite in der Gegend des Ballens, sondern daß letztere im Gegenteil geringer ist (7,5 cm). Auf solche Weise tritt der Ballen gar nicht als solcher hervor, was wiederum höchst auffallend ist bei einem Menschenfuße, der durch Barfußgehen wohl gerade recht breit ausgetreten sein müßte.

Die Breite von der schmalsten Stelle der Fährte (5,6 cm) ist gering, ebenso die am Hacken (6 cm); denn diese Dimension beträgt nur den 0,27ten Teil der Länge des Fußes.

Zum Vergleich stellte ich oben die Maße der künstlichen Fußspur eines Mannes mittlerer Größe daneben.

Es ergibt sich, daß die fragliche, fossile, lange Fährte in allen absoluten Dimensionen, aber auch in den relativen von der menschlichen ziemlich stark abweicht.

Natürlich darf man bei der Vergleichung nicht vergessen, daß der Fuß eines Kulturmenschen notwendig etwas anders sein wird als der eines Wilden. Wie relativ stark diese Abweichung sein kann, hat ANTHONY[2]) dargetan, indem er den Fuß des Negers mit dem des Kulturmenschen, zugleich aber auch mit dem

[1]) Diese Breite ist senkrecht zur Längenausdehnung des Fußes gemessen, da die fossile lange Fährte das bedingte, indem hier die äußere Zehenlinie nicht schräg, sondern senkrecht zur Längsausdehnung des Fußes verläuft.

[2]) L'évolution du pied humain. Bull. soc. d'Anthropologie de Paris 1902. S. 818—85.

der Anthropomorphen verglichen hat. Es zeigte sich, daß von dem Fuße des Menschenaffen, durch den des Negers, zu dem des Kulturmenschen sich eine Reihe von Verschiedenheiten feststellen läßt, in welcher der Neger den Übergang zwischen den beiden anderen Typen bildet.

Nach ANTHONY ist bei dem Neger die große Zehe noch besser entwickelt als beim Europäer, da infolge von Nichtgebrauch eine Verschmälerung eintritt. Auch geht die Längsaxe des Fußes beim Menschenaffen durch die dritte Zehe, beim Europäer durch die zweite (sie kann indessen auch durch die große Zehe verlaufen); und der Negerfuß zeigt nach ANTHONY ein Verhalten, das zwischen jenen beiden liegt. Die anderen Verschiedenheiten[2]) würden sich an einer fossilen Fußspur nicht erkennen lassen.

Nun könnten im vorliegenden Falle allerdings kaum Neger in Frage kommen; aber es dürfte von den Buschleuten und Kaffern doch auch so viel gelten, daß ihr Fuß nicht der des Kulturmenschen sein wird. Der Vergleich ist folglich nur mit Vorsicht zu ziehen. Wilde wie Kulturmenschen haben indessen doch das gemeinsam, daß ihre äußere Zehenlinie nicht senkrecht zur Längsaxe des Fußes verläuft, wie das eben doch bei der in Fig. 5 abgebildeten fraglichen Fußspur der Fall ist, sondern schräg, da ungefähr die zweite Zehe am längsten, die fünfte am kürzesten ist.

Das Gegenteil dieser langen fossilen Fährte bildet die kurze Fährte eines rechten Fußes, Fig. 6, deren Maße ich in der Tabelle bereits angegeben habe. War schon die lange Fährte kürzer als die eines Mannes mittlerer Größe, so ist diese kurze mit 17,5 cm Länge so kurz, daß sie, falls menschlich, kaum einem Pygmäen angehören würde.

Nun ist allerdings von Herrn Dr. ROHRBACHS Hand auf dem Abklatsch bemerkt, daß an dieser Fährte der Hacken abgebrochen sei, sodaß sie in Wirklichkeit länger sein müßte. Ich vermag jedoch an dem Abklatsch gerade dort, wo der Hacken ist, keinen Abbruch zu erkennen, sondern nur seitlich, da, wo ich die Linie punktiert gezogen habe.

Die äußere Grenzlinie der Zehen verläuft hier entschieden etwas schräger, also menschenähnlicher, als das bei der langen

---

[2]) Es finden sich noch andere Unterschiede: Beim Neger liegt der ganze Fuß glatt auf dem Boden, während er sich beim Europäer aufwölbt, sodaß nur nach vorn die zweite und dritte Phalanx, hinten der distale Teil des Calcaneus den Boden berühren, der dazwischen liegende Teil des Fußes aber schon nicht mehr. Damit Hand in Hand geht auch eine Umgestaltung der Gelenkflächen des Calcaneus und Astragalus.

Fährte der Fall ist. Aber — es sind deutlich sechs Zehen vorhanden, wodurch natürlich die Breite über die Zehen relativ noch viel größer wird, als bei der langen Fährte; denn wir haben hier das Verhältnis 10 : 17,5. dagegen bei der langen Fährte nur 9,6 : 21. Auch Herr ROHRBACH hat auf dem Abklatsche vermerkt, daß der Fuß sechs Zehen habe. Ein Irrtum ist somit ausgeschlossen.

Im Gegensatze zu der langen Fährte, welcher der vorspringende Ballen ganz fehlt, springt bei der kurzen der Ballen überaus kräftig vor. Die dahinterfolgende Einschnürung des Fußes ist infolgedessen sehr bemerkbar; aber das ist nur auf der Innenseite der Fall, denn auf der Außenseite scheint die Grenzlinie des Fußes, wie ich sie erkennen zu müssen glaube, so auffallend gerade zu verlaufen, daß hier entweder der Abklatsch Schaden gelitten hat, oder daß eben hier die von Herrn Dr. ROHRBACH gemeinte Abbruchsstelle sich befindet.

Sucht man nun eine generische Bestimmung der beiden Fährten vorzunehmen, so ergeben sich große Schwierigkeiten.

Bei der langen Fährte, Fig. 5, sprechen das völlige Fehlen eines vorspringenden Ballens, das namentlich bei einem durch Barfußgehen ausgetretenen Fuße auffallend wäre, vor allem aber der gerade Verlauf der Zehenlinie entschieden gegen den Menschen. Eine derartige Zehenlinie hat kein Mensch; entweder die große oder die zweite Zehe springen am weitesten vor, die kleine Zehe bleibt am weitesten zurück.

Bei der kurzen Fährte sind diese Einwürfe nicht zu machen. Der Ballen springt sehr, fast abnorm stark hervor, jedenfalls so stark, daß der in Fig. 6 wiedergegebene Umriß sogar denselben Eindruck erweckt, als wenn man einen Fuß in verkürzter Ansicht gezeichnet hätte. Auch der zu fordernde schräge Verlauf der Zehenlinie ist hier vorhanden. Aber die abnorme Kürze des Fußes spricht gegen den Menschen, und vollends tut das die eigentümliche Grenzlinie auf ihrer rechten Seite.

Frägt man sich nun, ob etwa und wie weit diese Fährten zu Menschenaffen in Beziehung gebracht werden könnten, so würden überhaupt doch wohl nur Schimpanse und Gorilla, die beiden afrikanischen Arten, in Frage kommen.

Hier spricht sofort gegen Affen der Umstand, daß bei beiden Fährten die große Zehe den anderen anliegt; wogegen beim Affen die opponierbare, große Zehe, soviel ich sehen kann, auch beim Gehen von den übrigen Zehen abgespreizt ist. Eine Affenfährte müßte dies also mehr oder weniger zeigen. Da es durchaus nicht der Fall ist, so fällt der Gedanke an Affen eigentlich bereits damit fort.

Auch ein weiteres Merkmal spricht mindestens gegen den Schimpanse. Dieser tritt, wenn er auf ebenem Boden geht, nicht gleichmäßig mit der vollen Fläche des Fußes, sondern stärker mit der äußeren Kante desselben auf. Viele Menschen verhalten sich zwar bekanntlich etwas ähnlich, wie sich an den nach außen schief getretenen Absätzen des Schuhwerks verrät; aber das findet doch nur in ganz geringem Maße statt, sodaß es auf der Fährte eines solchen Menschen kaum zum Ausdruck gelangen würde. Bei einem Schimpansen dagegen müßte die Fußfährte dadurch schmaler und zugleich an der Außenseite tiefer werden als an der Innenseite. Da die Affen nun schon an sich durch sehr lange, schmale Füße und Hände gekennzeichnet sind, so müßte durch jene, infolge des seitlichen Auftretens erfolgende Verschmälerung der Fährte diese letztere noch schmaler werden.

Ich kann aber auf den Abklatschen weder von einer solchen Vertiefung längs der Außenseite etwas entdecken, was indessen doch nur auf dem Steine, nicht aber auf dem Abklatsch, sichtbar zu sein brauchte, noch zeigt sich die Fährte in solchem Grade schmal, wie man das nach dem oben gesagten erwarten sollte.

Wie sich Gorilla in dieser Hinsicht verhält, ist mir nicht bekannt, da er ja so viel seltener in Europa zu sehen ist, als Schimpanse. Im Breslauer zoologischen Garten befindet sich indessen ein erwachsenes Gorilla-Weib, welches, wie ich der freundlichen Mitteilung des Herrn Direktor Dr. Heck vom Berliner zoologischen Garten, entnehmen darf, nicht stärker mit der Außenseite, sondern gleichmäßig mit dem flachen Fuße auftreten soll.

Auch ein drittes Merkmal wäre zu beachten. Da diese Affen nur ausnahmsweise aufrecht gehen,[1]) so müßten auch die Eindrücke ihrer Hand auf den Gesteinsplatten sichtbar sein. Deren Eindrücke aber würden sich infolge ihres völlig anderen Aussehens leicht als solche verraten; denn diese Affen, mindestens der Schimpanse, gehen auf der zweiten Phalanx des zweiten, dritten, (vierten, fünften) Fingers ihrer zusammengeballten Hand und auf dem Endgliede des Daumens. Eine solche Fährte würde nichts einer Hand Ähnliches an sich haben.

Leider kann ich über Vorhandensein oder Fehlen solcher Hand-Fährten in dem betreffenden Gesteine nichts aussagen. Man könnte vielleicht meinen, daß, wenn sie im Gestein sichtbar gewesen wären, Herr Dr. Rohrbach sie gleichfalls mit abgeklatscht haben würde. Da aber eine solche nur mit der

[1]) Hylobates tut das relativ öfter, aber diese asiatische Form kann hier wohl nicht in Betracht kommen.

zweiten Phalanx und dem Daumen-Endgliede gemachte Handfährte garnichts Hand-Ähnliches an sich haben würde, so läßt sich wohl annehmen. daß derartige, wenn ich so sagen darf, unartikulierte Fährten unberücksichtigt geblieben sein würden.

So bemerkenswert das Auftreten einer sechsten Zehe an der kurzen Fährte darum ist, weil es doch immerhin einen seltenen Zufall bedeuten würde, daß gerade ein mit solcher Abnormität versehenes Wesen eine Fährte hinterließ — für die Aufklärung dieser Fährte ist das ohne Belang.

Beim Menschen ist Polydactylie durchaus keine so seltene Erscheinung; sie wird nur vielfach als etwas zu Verheimlichendes angesehen und durch Operation zum Verschwinden gebracht, also künstlich, scheinbar sehr selten gemacht. Aber auch beim Affen ist sie anscheinend nicht so selten, wie sich daraus schließen läßt, daß trotz der gegenüber der Zahl der untersuchten Menschen verschwindend geringen Zahl untersuchter Affen verschiedentliche Fälle beim Affen bekannt sind. Ich verdanke Herrn Professor Tornier den Hinweis auf das unten zitierte Werk Batesons, in welchem der Polydactylie, auch bei Affen, eingehende Betrachtung zuteil wird. Bateson[1]) unterscheidet ganz allgemein die folgenden Fälle, die sich auf Hand und Fuß beziehen:

1. Auftreten eines einzigen überzähligen, vollständigen oder unvollständigen Fingers, der an der Außenseite des kleinen Fingers auftritt, und zwar
   a) entweder in gleicher Reihe mit den anderen,
   b) oder in anderer Stellung.
2. Verdoppelung einzelner Finger, besonders entweder des Daumens oder des kleinen Fingers.
3. Kombination dieser beiden Fälle.
4. Außergewöhnliche Fälle.

Die gewöhnlichste Form ist die sub 1 bezeichnete; und gerade eine solche scheint bei der in Fig. 6 auf S. 124 wiedergegebenen fossilen Fährte vorzuliegen. Die große Zehe derselben ist deutlich als solche zu erkennen; bei den anderen ist keinerlei Störung in der Reihenfolge zu sehen. Man wird daher wohl annehmen können, daß hier als überzählige Zehe die letzte der Reihe, also eine außerhalb der kleinen Zehe gelegenen anzusehen ist. Da dieselbe zwar in Reih und Glied mit den anderen steht, aber der Fuß hinter ihr schmaler als die Zehenreihe ist, so wird man vielleicht weiter annehmen dürfen, daß sie nicht vermittels eines sechsten Metatarsus an der Fußwurzel, sondern daß sie

---

erials for the study of variation. London. Macmillan 1894. S. 341, 342.

nur am distalen Ende des fünften Metatarsus hing; denn bei Vorhandensein auch eines sechsten Metatarsus würde der Fuß etwas breiter als die Zehenreihe sein müssen.

Derartiges ist nun ebenso vom Menschen, wie vom Menschenaffen bekannt. BATESON erwähnt von letzteren einen *Hylobates leuciscus* und einen *Orang-utan*. Bei dem letzteren saß die sechste Zehe an der Innenseite der kleinen Zehe, bei dem ersteren an der Außenseite; er citiert auch einen neunzehigen *Macacus*.

Es läßt sich somit aus dieser Sechszehigkeit der fossilen Fährte weder für noch gegen den Affen bez. Menschen ein Beweis ableiten.

Auf Grund der anderen Merkmale aber ergab sich, daß die lange Fährte keinem Menschen angehört haben kann;

Daß die kurze Fährte dem Menschen eher, aber doch nur dann zugerechnet werden könnte, wenn sie länger wäre; denn Menschenfüße von solcher Kürze gibt es außer bei Krüppeln nicht. Sie kann daher ebenfalls kaum ein Menschenfuß sein;

Daß beide Fährten schwerlich einem Affen angehört haben können; aber auch nicht einem anderen Sohlengänger, welcher etwa Krallen hatte — ganz abgesehen von der Frage, ob solche anderen Sohlengänger dort gelebt haben.

Somit führt die Untersuchung dieser afrikanischen Fährten zu demselben Ergebnis, zu welchem die Betrachtung der in Sibirien und an verschiedenen Orten von Nord-Amerika geführt hatte, daß nämlich die angeblichen Menschenfährten nicht durch menschliche Füße hervorgerufen sein dürften. Ob dieses Ergebnis auch auf die aus Australien bekannt gewordenen Fußfährten ausgedehnt werden muß, oder ob hier wirklich menschliche Fußfährten vorliegen, entzieht sich meinem Urteil; umsomehr, als mir nur die Photographie, nicht der Abdruck bekannt sind.

Nachschrift. Das Rätsel dieser auffallenden Fährten scheint sich in einfacher Weise zu lösen. Ein im letzten Augenblicke eingetroffener Brief des Herrn Dr. ROHRBACH spricht es als wahrscheinlich aus, daß die Fährten künstlich sind, da bei erneutem Besuche der Örtlichkeit auch der Umriß eines Nilpferdes auf dem Gestein gefunden wurde.

Ob nun bloß die „Menschen-“, oder zugleich auch die

Wiederkäuer-Fährten künstlich sind, läßt sich schwer sagen. Denkbar wäre es immerhin, daß letztere natürlich, erstere künstlich gemacht sein könnten; wahrscheinlich wäre indessen solche diphyletische Herkunft wohl nicht.

Herr Dr. Rohrbach hält diese Kunsterzeugnisse für prähistorisch, sodaß dies die erste Kunde des vorgeschichtlichen Menschen jener Gegenden sein würde.

Ich möchte hinzufügen[1]), daß im südlichen Oran und in der Sahara jetzt bereits fast fünfzig Stellen bekannt sind, an denen Zeichnungen verschiedenartigster Tiere, eingeritzt in das Gestein, gefunden wurden, welche ebenfalls dem neolithischen Menschen zugeschrieben werden, Boviden, Antilopen, Ziege, Schaf, Hippopotamus, Sus, Elephas, Rhinozeros, Pferd, Esel, Windhund, Schakal, Löwe, Panther, Gepard, Hyäne, Strauß, Bussard, Schnepfe. Zusammen 34 verschiedene, deutlich erkennbare Tierformen — nur nicht der Mensch selbst.

Herr Dr. Paul Rohrbach schreibt aus Windhuk vom 23. Juni 1904:

„Bei nochmaliger eingehender Besichtigung der Fundstelle gelegentlich eines militärischen Patrouillenrittes im März d. J., an dem auch Bergingenieur Gothmann in seiner Eigenschaft als Vicefeldwebel teilnahm, entdeckte ich nämlich nicht weit von der Felsplatte mit den Spuren das genau auf dieselbe Art in das Gestein eingetiefte Bild eines Nilpferdes (ca. 15 cm lang und entsprechend hoch) — also ein zweifellos von Menschenhand herrührendes Gebilde. Dazu kam, daß Herr Gothmann mich darüber aufklärte, daß ein großer Teil der Spuren, und zwar gerade die menschlichen, nicht auf einer Schichtfläche des Felsens, sondern auf einer zwar auffallend glatten, aber durch seitlichen resp. halbseitlichen Druck entstandenen, also sekundär gebildeten Fläche liegen. Damit fällt natürlich die Möglichkeit weg, daß sie während der Periode der Ablagerung der Schichten entstanden sein können — sie müssen menschliche Artefakte sein. Ein Teil der Spuren liegt allerdings ganz richtig auf der durch die Verwitterung blosgelegten Schichtoberfläche, aber wenn die eines künstlichen Ursprungs sind, werden es die anderen wahrscheinlich auch sein; die gleiche Wahrscheinlichkeit besteht sicher auch für die zweite etwas entferntere Fundstelle, die uns

[1]) Wie ich dem neuesten der so verdienstlichen Referate M. Schlossers entnehme. Zoologie. Literaturbericht in Beziehung zur Anthropologie mit Einschluß der lebenden und fossilen Säugetiere für das Jahr 1901. Archiv f. Anthropologie.

[2]) Flamand. Hadjrat Mektonbad ou les pierres écrites; premières [illegible]ns artistiques dans le Nord Africain. Lyon 1902. 8°.

zu besuchen leider nicht möglich war.“

„Die erste Fundstelle liegt an dem Flußweg der Eingeborenen von Gaub zum 8 bis 9 Stunden entfernten Otjikotosee. und es befinden sich dort noch viele Hunderte ähnlicher Einarbeitungen in den Fels. Das Land ist von vagierenden Buschleuten und sog. Klippkaffern bewohnt, und bekanntlich sind von den Buschleuten in Südafrika öfters Felsenzeichnungen und Malereien mit Röthel und dergl. Material zur Beobachtung gelangt. Dargestellt sind Menschen und Tiere. Hier aber handelt es sich um eine Skulptur im Gestein, wie solche ohne Eisen, das die Buschleute und Klippkaffern vor der europäischen Zeit nicht besessen haben, kaum hergestellt werden kann. Einzelne der Spuren sind mit der Zeit durch die Füße derer, die auf dem Pfad darübergingen, trotz der oberflächlichen Härte des Gesteins fast bis zur Unkenntlichkeit abgeschliffen, und wenn man bedenkt. daß nackte Eingeborenenfüße bei einem wahrscheinlich sehr geringen Verkehr auf dem Pfade (das Land ist fast menschenleer, weil es sehr wasserarm ist) das zuwege gebracht haben, so muß man jedenfalls ein sehr hohes Alter dieser Arbeiten annehmen. Es ist dies aus dem deutschen südwestafrikanischen Schutzgebiet meines Wissens der erste „prähistorische“ Fund.“[1])

23. Die grosse baltische Endmoräne und das Thorn-Eberswalder Haupttal.

Eine Antwort an Herrn G. Maas.

Von Herrn K. Keilhack.

Berlin, den 29. Juli 1904.

In den Monatsberichten der Deutschen Geologischen Gesellschaft 1904, No. 3, S. 40, veröffentlicht Herr G. Maas unter dem Titel: „Zur Entwicklungsgeschichte des sog. Thorn-Eberswalder Haupttales“ eine Reihe von Mitteilungen und Auffassungen, die im Wesentlichen auf eine Polemik gegen die von mir vertretenen Anschauungen über die Beziehungen zwischen

[1]) Auch die Gesteinsstücke mit Fährten, unter denen jedoch nur die in Fig. 5 abgebildete lange Menschenfährte, nicht die kurze (Fig. 6) sich findet, sind im letzten Augenblicke noch eingetroffen. Ein Vergleich dieser langen Fußfährte mit der von mir auf Grund des Abklatsches gegebenen Abbildung (S. 124) ergibt, daß ich den Umriß des Abklatsches richtig erkannt hatte, sodaß also die dort nur punktiert gezogenen Linien als richtige zu gelten haben.

den großen ostwestlichen Urstromtälern und gewissen Stillstandslagen des letzten Inlandeises hinauslaufen. Da Herr MAAS seine Ausführungen selbst als „vorläufige Mitteilung" bezeichnet und ein ausführliches Eingehen auf dieselben nur an der Hand einer größeren Karte möglich sein würde, so will ich mich bei der Abweisung der MAASschen Kritik gleichfalls tunlichst einschränken, indem ich mir eine eingehendere Widerlegung für die Zeit nach dem Erscheinen der angekündigten größeren Abhandlung des Herrn MAAS vorbehalte.

Herr MAAS bestreitet im Wesentlichen zweierlei:

1) die Einheitlichkeit der sog. Großen baltischen Endmoräne;

2) die Einheitlichkeit des sog. Thorn-Eberswalder Haupttales.

ad 1) Die Ausführungen des Herrn MAAS haben meine Überzeugung von der Einheitlichkeit und gleichzeitigen Entstehung der großen baltischen Endmoräne, wie sie auf meiner „Geologisch-morphologischen Übersichtskarte der Provinz Pommern" dargestellt ist, in keiner Weise erschüttern können. Eine Reihe der gewichtigsten Gründe sprechen für eine solche Einheitlichkeit und die von Herrn MAAS neu entdeckten Endmoränen und ihnen ähnlichen Bildungen sprechen durchaus nicht dagegen. Dafür spricht, daß a) diese Endmoräne in ihrer ganzen Ausdehnung, von Mecklenburg und der Uckermark bis in die Kassubai von einem breiten, zusammenhängenden Zuge von Grundmoränenlandschaft begleitet wird, daß b) diese Endmoräne auf der gleichen Strecke allenthalben auf der höchsten Erhebung des baltischen Höhenrückens liegt und mit der Wasserscheide außerordentlich genau zusammenfällt und daß c) sie außerordentlich einheitlich, d. h. ganz ungeheuer überwiegend als Blockpackung, zumeist in langgestreckten Wällen, entwickelt ist.

a) Der enge Zusammenhang unserer Hauptendmoränenzüge mit der so außerordentlich charakteristischen Grundmoränenlandschaft ist längst erkannt und schon oft hervorgehoben, und ganz neuerdings erst hat Herr STRUCK in Lübeck in sehr geschickter Weise für die vollkommene Gleichartigkeit beider eine Lanze gebrochen. In Nordamerika versteht man bekanntlich unter „Terminal Moraine" unsere kuppige Grundmoränenlandschaft einschließlich der mit ihr verbundenen Blockpackungen. Wenn also ein solcher Zug von Grundmoränenlandschaft sich in absolut ununterbrochenem Zusammenhange von der Oder bis zur Weichsel verfolgen läßt, und wenn überall mit diesem Zuge Blockpackungen verknüpft sind, so würde dies allein schon die Gleichzeitigkeit der Entstehung in hohem Grade wahrscheinlich machen. Nur an einer Stelle, südlich von Polzin und Bärwalde,

zweigt sich von der großen Endmoräne ein Zug von Moränenlandschaft in östlicher Richtung ab, aber er kommt nur bis mittewegs zwischen Neustettin und Hammerstein und endet dort an dem eine Meile breiten Küddow-Sandr. Auch diese einzige Abzweigung kann also als evtl. östliche Fortsetzung der Hauptendmoräne nicht in Frage kommen.

b) Die Lage dieser Endmoräne und des von ihr begleiteten Zuges von Grundmoränenlandschaft auf dem Kamme und der Wasserscheide der baltischen Seenplatte ist ein außerordentlich zwingender Beweis für ihre Einheitlichkeit und gleichzeitige Entstehung. Das Zusammenfallen der Endmoräne mit der Wasserscheide, bezw. mit dem Zuge abflußloser Gebiete auf der Höhe der baltischen Seenplatte habe ich in Petermanns Mitteilungen, 1891, S. 35 beschrieben und kartographisch dargestellt.

c) Schließlich kommt die Einheitlichkeit dieser Endmoräne auch in ihrer gleichmäßigen Entwicklung als Blockpackung zum Ausdrucke, die sie als Resultat eines lange anhaltenden Stillstandes im Rückzuge des letzten Inlandeises deutlich kennzeichnet. Denn das ist sicher, daß wir unter den als Endmoränen gedeuteten Bildungen Unterscheidungen zu treffen haben zwischen einfachen endmoränenartigen Randbildungen des sich zurückziehenden und gelegentlich einmal in diesem Rückzuge kurz pausierenden Eises, und zwischen den großartigen Blockpackungen der Hauptendmoränen, die auf einen lange anhaltenden Stillstand in der Rückzugsbewegung schließen lassen. Es ist kein Zufall, daß die letzteren die Kämme unserer Höhenrücken krönen, während die ersteren, ohne orographisch besonders markiert zu sein, auf den Abdachungen der Höhenrücken verteilt sind und in ihrer Lage auch zur Hydrographie des Gebietes nur sehr untergeordnete Beziehungen aufweisen.

Wie verhalten sich nun in den 3 angedeuteten Beziehungen die von Herrn Maas neu entdeckten Endmoränen, die nach der Meinung ihres Entdeckers die eigentlichen Hauptendmoränen des Landes nördlich der Warthe und Netze darstellen und die Fortsetzung einzelner Stücke meiner vermeintlichen baltischen Hauptendmoräne bilden sollen?

Ich kann hier auf die zahlreichen von Herrn Maas in seiner letzten kleinen Schrift angedeuteten neuen Endmoränen nicht eingehen, weil sie erstens nicht genauer beschrieben und zweitens nicht in einem Kartenbilde dargestellt sind, und muß mich auf das beschränken, was er in seinem Aufsatze: „Über Endmoränen in Westpreußen und angrenzenden Gebieten“[1]) gegeben hat.

[1]) Jahrb. d. K. Pr. Geol. L.-A. u. Berg-Akad. 21. S. 93—147.

Danach sind in dem Gebiete zwischen dem von mir angenommenen Oder- und Weichselbogen des Inlandeises und südlich von der von mir entdeckten und beschriebenen Großen baltischen Endmoräne zwei Endmoränenzüge zu unterscheiden, deren einer bei Dramburg beginnt und, z. T. doppelt entwickelt, über Jastrow nach Tuchel verläuft, während der zweite, nördlichere, östlich von Hammerstein beginnt und sich bei Tuchel mit dem ersten zu einem sich vielfach durchkreuzenden, verwickelten Systeme von Endmoränenbildungen vereinigt. Wie verhalten sich nun diese Maasschen Endmoränen inbezug auf die drei bedeutungsvollen Kriterien der Hauptendmoräne?

a) Sie sind weder fortlaufend von Moränenlandschaft begleitet, noch in ununterbrochenem Zuge entwickelt. In ihrer Begleitung finden sich teils schmale Züge von typischer Grundmoränenlandschaft, teils schwachwellige Geschiebemergelflächen, teils endlich sandige und kiesige Flächen. Der Zusammenhang der einzelnen Teilstücke aber ist erheblich viel lockerer als bei der Hauptendmoräne. Das zeigt schon ein Blick auf die Maassche Karte.[1]) Eine 6—8 km breite Lücke liegt südlich vom Pielburger See, eine solche von fast **30 km** zwischen Ratzebuhr und Grunau. Innerhalb dieser großen Unterbrechung liegt nur der Bauchberg bei Krummenfließ, aber nach der eigenen Beschreibung des Herrn Maas ist er nur mit großer Vorsicht als Endmoräne aufzufassen.[2])

b) Die Lage der von Herrn Maas beschriebenen Endmoräne ist meist unabhängig vom Terrain, was Herr Maas S. 102 selbst wie folgt angibt: „es gilt überhaupt für den ganzen Zug der südpommersch-baltischen Endmoräne, daß dieselbe nicht immer die höchsten Erhebungen ihres Verbreitungsgebietes einnimmt, daß sie vielmehr oftmals unabhängig von den Höhenverhältnissen dahinzieht".

c) Die Zusammensetzung der von Herrn Maas beschriebenen Endmoränen besitzt bei weitem nicht die Einheitlichkeit und Großartigkeit derjenigen der Hauptendmoräne, sondern wird von ihm charakterisiert als Blockbestreuung mit Grandkuppen (S. 95), Grand und Steine, zu Blockpackungen getürmt (S. 96), nicht sehr hervortretende Blockbestreuungen und Grandkuppen (S. 97), als schmale Bestreuungszone (S. 97), als zahlreiche Kuppen und Rücken aus Grand und Blockpackungen (S. 97), als schneller Wechsel von Grand, steinigem Lehm und ebensolchem Sande (S. 98), als Zug von Grandkuppen (S. 99) und sogar als leichte ostwest-

---

[1]) a. a. O. t. XVIII.
[2]) a. a. O. S. 104.

lich streichende Bodenwellen, hin und wieder mit deutlicher Geschiebebestreuung, oder aneinandergereihte Bestreuungsgebiete (S. 104).

Nach alledem charakterisieren sich diese Endmoränen in der Hauptsache als Produkte kürzerer, bald hier bald da eingetretener Stillstände des Eisrandes, aber nicht als Resultate lange andauernder, über große Flächen gleichzeitig eingetretener vollständiger Beharrungsphasen.

2) Die Einheitlichkeit des Thorn-Eberswalder Haupttales.

Nach Herrn Maas ist dieses in Rußland beginnende und durch das untere Elbtal die Nordsee erreichende Tal niemals in seiner vollen Länge von einem Schmelzwasserstrome benutzt worden, sondern stellt eine Reihe perlschnurartig aneinander gereihter Einzelbecken dar. Dasselbe soll, „wofür bereits eine große Reihe von Beweisen vorliegt," auch hinsichtlich des Warschau-Berliner und Glogau-Baruther Hauptthales der Fall sein.

Was zunächst den letzten Punkt betrifft, so stehe ich, da ich mich mit der Geologie der beiden letztgenannten Täler sehr häufig und in den verschiedensten Gebieten von Schlesien bis zur Provinz Sachsen zu beschäftigen hatte, zunächst ziemlich fassungslos der „großen Reihe von Beweisen" des Herrn Maas gegenüber, da mir leider bis heute nicht ein einziger bekannt geworden ist, obwohl ich mich vielleicht mehr wie irgend ein anderer Geologe mit diesen Tälern beschäftigt habe. Ich muß also in Geduld die Beweise des Herrn Maas abwarten; wenn sie aber nicht mehr Beweiskraft besitzen, wie das, was er gegen die Einheitlichkeit des Thorn-Eberswalder Haupttales anführt, so wird er nicht viele überzeugen.

Bezüglich dieses letzteren Tales führt Herr Maas aus, daß dasselbe aus mehreren, von Westen nach Osten sich einander folgenden Staubecken zusammengesetzt sei. Diese Staubecken wieder seien geschaffen durch Endmoränen, die in einer gewissen Phase des Eisrückzuges quer über das jetzige Tal hinüber aufgeschüttet wurden.

Abgesehen von der Schwierigkeit, die Zusammengehörigkeit von Endmoränenstücken zu konstatieren, welche durch 20—30 km breite Täler von einander getrennt sind, ist gegen die Möglichkeit der Entstehung solcher Riegel, während der Eisrand die Stelle des heutigen Tales passiert, sicher nichts einzuwenden. Aber das ist doch eine rasch vorübergehende Phase, und kurze Zeit später schon liegt das Eis weiter im Norden und erzeugt eine Endmoräne mehr oder weniger parallel mit dem Haupttale; mußten dann nicht die Schmelzwasser auf der ganzen Eisrandlinie zwischen Oder und Weichsel diesem großen Sammeltale zuströmen

und in ihm ihren Weg nehmen? Können die von Herrn MAAS behaupteten Staubecken von Usch-Nakel u. s. w. etwas anderes sein, als rasch vorübergehende Anfangsstadien der Entwicklung? Eine Reihe von weiteren Fragen werden sich noch ergeben im folgenden Teile, in welchem ich gezwungen bin, eine Reihe teils unrichtiger Behauptungen, teils falscher Deutungen in den beiden zitierten MAASschen Arbeiten richtig zu stellen.

Herr MAAS schreibt in den Monatsberichten S. 40: „Die von ihm (KEILHACK) angenommenen gewaltigen Sandr sind als einheitliche Gebilde, soweit es sich überhaupt um Sandflächen handelt, nicht vorhanden. Dafür aber findet sich eine große Zahl ostwestlich verlaufender Endmoränenzüge, die meist der baltischen an Bedeutung nicht nachstehen und sich stets bis dicht an diese verfolgen lassen, in dem Gebiete östlich der Drage."

Ich habe die von Herrn MAAS im Jahrb. 21 Taf. XVIII dargestellten Endmoränen auf meine geologisch-morphologische Übersichtskarte übertragen und gefunden, daß sie fast ausnahmslos auf die von mir dargestellten Hochflächen und zwar so zu liegen kommen, daß die von mir dargestellten und von Herrn MAAS beschriebenen Sandr sich unmittelbar an sie anschließen. Das spricht nicht gegen meine Darstellung und Herr MAAS wird die Pflicht haben, nun seinerseits seinem Vorwurfe durch eine kartographische Darstellung seiner Auffassung eine etwas greifbarere Unterlage zu geben. Ich bin zu dieser Forderung umsomehr berechtigt, als die Ausführungen des Herrn MAAS eine Reihe krasser Übertreibungen und beträchtlicher Irrtümer enthalten — wie ich nachweisen werde. Schon der zweite der oben angeführten Sätze enthält beides: die „große Zahl ostwestlich streichender Endmoränenzüge" schrumpft auf drei zusammen, da alles übrige zusammenhangslose Stücke sind, und das Wort „dicht" des Satzes: sich stets bis dicht an diese (die große baltische Endmoräne) verfolgen lassen, bedeutet rücksichtlich der Endmoräne von Dramburg 10—12 km, der von Tempelburg 16 km und der von Hammerstein gar 37 Kilometer!

„Das Vorhandensein dieser Endmoränenzüge, die sich unmittelbar an die ostpreußischen anschließen, beweist aber, daß ein Weichselgletscher im Sinne KEILHACKS niemals vorhanden war."[1]) Selbst wenn der Anschluß dieser Endmoränen an die ostpreußischen etwas „unmittelbarer" ist, als der „dichte" Anschluß im Westen, würde darin noch lange kein Beweis gegen die zeitweilige Existenz eines nach Süden erheblich vorspringenden Lobus des Inlandeises, den man als Weichselbogen bezeichnen

---

[1]) MAAS im Mon.-Ber. a. a. O. S. 41.

könnte, liegen. Man wird eine genauere kartographische Darstellung dieser Verhältnisse durch Herrn MAAS abwarten müssen.

Sicher beruht aber der für die weitere Beweisführung des Herrn MAAS sehr wichtige Schluß, daß Westpreußen bis an das Haffgebiet und der größte Teil Ostpreußens bereits eisfrei waren, als der Oderbogen des Inlandeises noch bestand, auf so unsicheren Grundlagen und entbehrt so sehr aller inneren Wahrscheinlichkeit, daß man auf die eingehendere Begründung gespannt sein darf. Ich muß es mir deshalb auch versagen, auf die weitausgedehnten Schlußfolgerungen einzugehen, die Herr MAAS auf dieser schwankenden Grundlage aufbaut.

Auf derselben S. 41 der MAASschen Schrift findet sich folgender Satz: „Merkwürdigerweise bestehen aber im Westen der noch niemals im Zusammenhange verfolgten auffallenden Endmoräne zwischen Schwachenwalde und Reetz die gleichen Erscheinungen wie östlich dieser Linie, zahlreiche westöstlich streichende Endmoränenstaffeln, von denen die KEILHACKsche Karte die Züge von Fiddichow und Bahn, sowie die von MICHAEL aus der Gegend von Ravenstein und Jakobshagen angegebenen nicht zeigt; und doch bilden diese neumärkischen Endmoränen die fast unmittelbaren Festsetzungen der westpreußisch-posenschen Züge, was schwerlich zu Gunsten des Odergletschers zu deuten sein dürfte."

Dieser Satz ist so charakteristisch für die Beweisführung des Herrn MAAS und für seine Art der Polemik, daß ich etwas näher auf ihn eingehen muß, denn sein gesamter Inhalt besteht, um es gelinde auszudrücken, aus Irrtümern.

Erstens ist die Endmoräne zwischen Reetz und Schwachenwalde im Zusammenhange verfolgt worden, und zwar von mir selbst, und an der von Herrn MAAS citierten Stelle beschrieben worden. Daß die Blockpackungen hier so lückenhaft entwickelt sind, wie in vielen der von Herrn MAAS beschriebenen Endmoränen, ändert an der Tatsache ihrer Existenz nichts. Übrigens lassen die Meßtischblätter Reetz, Sellnow und Schwachenwalde die nordsüdlich verlaufende Grenze der Moränenlandschaft gegen den im Osten sich anschließenden Sandr so deutlich erkennen, daß diesem Endmoränenzuge durchaus nichts „merkwürdiges" anhaftet.

Zweitens gibt es westlich dieser Linie keine „zahlreichen, westöstlich streichenden Endmoränenstaffeln", denn die von der Geol. Landesanstalt veröffentlichten Blätter geben nur eine einzige, der großen baltischen parallel verlaufende Endmoränenstaffel zwischen Wildenbruch und Schönow. (Beyersdorfer Endmoräne.)

Drittens bilden diese neumärkischen Endmoränen nicht die fast unmittelbaren Fortsetzungen der westpreußisch-posenschen

Züge, erstens nicht, weil sie garnicht existieren, und zweitens nicht, weil die einzig übrig bleibende Beyersdorfer Endmoräne mindestens 50—60 km von den nächsten im Osten oder Süden folgenden Endmoränen des Herrn MAAS entfernt bleibt.

Das einzig Richtige an dem oben citierten Satze ist die Behauptung des Herrn MAAS, daß in meiner Karte von Pommern die Endmoränenzüge von Fiddichow und Bahn fehlen. Das ist aber für Herrn MAAS um so schlimmer, denn diese Endmoränenzüge existieren garnicht, weder auf der geologischen Spezialkarte, Lief. 89, Blätter Fiddichow und Bahn, noch in den zugehörigen Erläuterungen ist auch nur mit einem Worte das Auftreten von Endmoränen erwähnt worden. Sollte er aber die auf den beiden südlich anstoßenden Blättern auftretenden Endmoränen meinen, so bessert das die Sache nicht, denn diese sind vollkommen richtig in meiner Übersichtskarte dargestellt.

Herr MAAS erhebt diesen Vorwurf gegenüber meiner Karte nicht zum erstenmale.[1]) Wer in der Kritik fremder wissenschaftlicher Tätigkeit so streng ist, wie Herr MAAS, dürfte sich derartig grobe Irrtümer nicht zu Schulden kommen lassen, wenn er sich nicht des Rechtes auf Kritik überhaupt begeben will.

Ebensowenig begründet ist der Vorwurf, ich hätte die von Herrn MICHAEL bei Ravenstein und Jakobshagen angegebenen Endmoränen in meiner Karte darzustellen vergessen. An der citierten Stelle[2]) steht zu lesen: „Herr MICHAEL bemerkte zu der Entgegnung des Herrn KEILHACK, daß er mit den zu der Endmoräne parallel verlaufenden Bogenstücken . . . . Höhenzüge meine, an die sich südlich Jakobshagen die Feuerberge anschließen und die auf Blatt Ravenstein in südlicher, dann südwestlicher und westlicher Richtung fortsetzen und nach ihrer Zusammensetzung und ihrem Auftreten keinesfalls von den übrigen zu trennen seien; eine andere Erklärung, als daß es Endmoränen seien, wäre für diese kaum denkbar".

Ich glaube, durchaus Recht getan zu haben, wenn ich auf solche allgemeine, durch keinerlei Kartendarstellung unterstützte, auch später nie wieder erwähnte Angaben hin keine Endmoräne in meiner Übersichtskarte eingetragen habe.

Einer argen Übertreibung macht sich Herr MAAS ferner in dem Satze (S. 42) schuldig: „nun bestehen aber die Terrassen in dem hier in Frage kommenden Gebiete (dem Thorn-Eberswalder Haupttale) zum weitaus größten Teile aus eingeebneten älteren

[1]) Vergl. PETERMANNS Mitteilungen, Literaturbericht, 1902, No. 629

[2]) Diese Zeitschr. 1899, Verhandl. S. 23, Fußnote.

Bildungen: Tertiärtonen, Geschiebemergeln, Sanden, Granden und Tonmergeln des Diluviums". Aus dem Gebiete der Terrassenlandschaft an der Oder und Warthe liegen 30—40 geologisch aufgenommene Meßtischblätter vor, und dort sind reine Abrasionsterrassen die allergrößte Seltenheit. Es wäre mehr wie wunderbar, wenn sie in den noch nicht kartierten Gebieten im Osten plötzlich überwiegen sollten. Ich glaube, Herr Maas verwechselt hier Abrasionsterrassen und solche Aufschüttungsterrassen, die in wenig unter der Aufschüttungsebene liegendem Gelände entstanden. Sie sind dadurch charakterisiert, daß die durch Aufschüttung eingeebneten Bildungen oftmals in geringer Tiefe unter den Talsanden erbohrt werden, häufig auch diese durchragen und dann als flache Rücken zu Tage liegen, und daß Erosionstäler in solchen Terrassen Abschnittsprofile der älteren Bildungen zeigen; das alles bedingt aber noch nicht den Charakter einer Abrasionsterrasse.

S. 45 läßt mich Herr Maas den Wasserpiegel des Bromberger Stausees erst bei 75 und wenige Zeilen später bei 95 m annehmen. Das hängt offenbar damit zusammen, daß er über die Beziehungen der Höhenlage der Terrassen zu der des Wasserspiegels bei Strömen und Seen sich nicht klar ist; er würde sonst wissen, daß Seeterrassen mit dem Wasserspiegel des Sees ziemlich genau zusammenfallen, während Flußterrassen natürlich mit dem Boden des Flusses eine Höhe haben, und er würde dann nicht zu der von mir als in 75 m Höhe liegenden Stauseeterrasse von Bromberg 20 m hinzu addieren, um den ehemaligen Wasserspiegel des Sees zu erhalten!

Die S. 42 ausgesprochene Anschauung von der Entstehung der Terrassen „ohne plötzliche Wasserverminderung durch Verminderung der Stoßkraft des Wassers und damit der Seitwärtsvorschiebung der Stromrinne" brauche ich wohl nicht kritisch zu beleuchten; sie sagt für sich selbst genug. Bei Frankfurt a/O. liegen drei Terrassen bei 60, 45 und 25 m; man stelle sich ihre Entstehung durch Verminderung der Stoßkraft des Wassers vor!

S. 44 sagt Herr Maas bez. der Strecke des Thorn-Eberswalder Haupttales Usch-Nakel, daß demselben die von mir angenommene Terrasse fehlt und daß die dafür angesprochenen Bildungen aus Gehängeschutt, Dünen und moorigen am Gehänge sich hinaufziehenden Alluvionen bestehen. Ja, worauf sitzen denn die Dünen? Worauf ziehen sich denn die moorigen Bildungen hinauf? Doch wohl auf über dem heutigen Alluvialniveau liegenden Flächen. Und wie ist es mit den ausgedehnten bei 60—65 m Höhe liegenden bewaldeten Ebenen am Südrand von Bl. Sadke, die von der Ostbahn durchschnitten werden und nach

Süden steil 10 m zum Alluvium abbrechen? Unter welche Kategorie stellt Herr MAAS diese Fläche?

Nur noch auf eine Behauptung des Herrn MAAS möchte ich hinweisen, weil er selbst indirekt ihre Unrichtigkeit anerkennt. In seinem Aufsatze[1]) sagt er am Schlusse, „daß im O der Dragemündung die durch die große baltische Endmoräne KEIKHACKs bezeichnete Eisrandlage, abgesehen von dem Durchbruche der Weichsel, die äußerste Grenze einer Beeinflussung dieses Tales von Norden her bildete.“ In der diesem Aufsatze beigegebenen Karte aber läßt er ganz richtig das Tal der Küddow eine Meile breit seine Jastrower Endmoräne nach N, nach der großen baltischen Endmoräne hin, überschreiten und zieht damit ein weiteres 100 km langes Stück meiner großen Endmoräne in die Beeinflussungszone des Thorn-Eberswalder Haupttales hinein. Wo aber blieben denn, darf ich Herrn MAAS wohl fragen, die Schmelzwässer der Stillstandslage Rummelsburg - Sullenschin? Weiß Herr MAAS für sie einen andern Weg, als hinunter ins Thorn-Eberswalder Haupttal? Und beeinflußten sie dieses mit ihren Wassermassen etwa weniger als weiter im Westen?

Die Zahl der bedenklichen Punkte in den Ausführungen des Herrn MAAS ist noch lange nicht erschöpft. Aber Fragen, wie die nach dem alluvialen Alter des Weichseldurchbruches, nach dem Abflußwege der Wasser, die in 50 m Meereshöhe im Weichseltale offen, d. h. nicht subglacial, nach Süden flossen, nach den Kiesterrassen, die sich an moorige, mächtige Alluvialbildungen anlehnen, also jünger sind als diese, und andere mehr möchte ich mir bis zum Erscheinen der angekündigten ausführlicheren Mitteilungen des Herrn MAAS aufsparen.

Dann möchte ich auch auseinandersetzen, wie die von Herrn MAAS neuentdeckten Endmoränenzüge sich gänzlich ungezwungen dem von mir vertretenen Entwicklungsgange einordnen.

---

24. Über einen Furchenstein und Tertiär in Dahome.

Von Herrn JOH. BÖHM.

Hierzu 2 Textfig.

Berlin, den 30. Juli 1904.

Herr Bergassessor a. D. HUPFELD, Direktor der Deutschen Togogesellschaft, hat auf seiner Reise durch Togo auch das östlich an unsere Kolonie anschließende französische Gebiet berührt und

---

[1]) Jahrb. Kgl. Pr. Geol. L.-A. 21. 1900, S. 93—147.

vom Lamasumpfe in Dahome eine Probe eines hellbraunen mergligen Kalksteins mitgebracht, welcher nach zwei Richtungen hin Interesse bietet.

Das Handstück ist unregelmäßig begrenzt, am nächsten kommt es in seinem Umriß einem Fünfeck. Die Höhe der fast flachen Grundfläche beträgt 12, die Breite 11 cm. Die Seitenflächen steigen senkrecht aufwärts, drei davon sind ungefähr gleich lang und stoßen unter etwa rechten Winkeln aneinander, während die übrigen zwei nur je etwa halb so lang wie jene sind und die eine stumpfwinklig begrenzt wird. Die eine (in der Figur linke) Seitenfläche ist durch Abschlagen von dem ursprünglich größeren Gesteinsblock künstlich hergestellt; desgleichen ist auch die untere rechte Ecke nicht mehr in ihrer ehemaligen Gestalt erhalten, zwei frische Flächen zeigen, daß hier ein nicht kleines Stück abgespalten ist.



Fig. 1. Furchenstein vom Lamasum[illegible] erkleinert.

Die Oberseite ist dagegen kräftig modelliert (vergl. Fig. 1). Ihre linke Hälfte bietet das Bild zweier, von der vorderen und linken Seite gegen die Mitte hin aufsteigender Ebenen, ihre rechte das eines durch Einmuldungen und abschüssige Runsen skulpturierten Plateaus. Auf der Grenze beider Terrainformen zieht sich eine seichte, breite Rinne hin.

Die eine Ebene steigt, wie erwähnt, von der Oberkante der linken Seitenfläche, welche an ihrer hinteren Kante 4 cm, an ihrer vorderen wenig über 3 cm hoch ist, her auf, die andere von der Oberkante der nur 2,5 cm hohen Vorderfläche. Der Scheitelpunkt ihrer verrundeten Schnittlinie ist etwa im vorderen Drittel der Gesamtlänge gelegen — das Handstück hat hier eine Dicke von 6 cm — es fällt somit die kürzere vordere Ebene stärker als die langgestreckte, linksseitige Ebene ab.

Die zentral gelegene und leicht gebogene Rinne ist 1—2 mm tief und 10 mm breit. Sie setzt einerseits auf die vordere Seitenfläche mit tiefer Einfurchung fort und gabelt sich andererseits kurz vor der stumpfwinkligen Ecke, in der die beiden Hinterflächen zusammenstoßen. Während der rechte Gabelast kurz und seicht ist, gräbt sich der rechte bis zu $^3/_4$ cm Tiefe ein. Letzteres ist auch mit der steil abschießenden vorderseitigen Einfurchung der Fall, die, durch einen Grat getrennt, von einer ebenso breiten und etwa doppelt so tiefen Furche flankiert wird.

Die plateauartige rechte Hälfte begleitet die zentrale Rinne mit steilem, 1—1,5 cm hohem Abfall. Auf ihr liegen einige flache Wannen, die ineinander übergehen, und kurze, quer dazu verlaufende Eintiefungen. Radial strahlen drei Einfurchungen aus, die durch gratartige oder nach unten hin sich verbreiternde Kämme getrennt werden und runsenartig zu einem quer vorliegenden, cañonartig zwischen senkrechten Wänden eingetieften Tale abstürzen. Dieses Tal öffnet sich gegen den rechten Gabelast der zentralen Rinne; seine Nordwand, wenn ich mich so ausdrücken darf, hat 2, seine Südwand 1 cm Höhe. Auch die Oberfläche des keilförmigen Stückes, das sich in der rechten unteren Ecke an das Tal anschließt, ist von zwei Flächen durchzogen.

Ein Vergleich mit den von G. MÜLLER[1]) gesammelten, sowie mit den in der geologischen Sammlung der hiesigen Bergakademie aufbewahrten Furchensteinen vom Starnberger See, deren Durchsicht ich der liebenswürdigen Erlaubnis des Herrn Geheimrats WAHNSCHAFFE verdanke, zeigt zwischen jenen und dem afrikanischen Handstücke so nahe Übereinstimmung, daß ich nicht anstehe, es

[1]) Furchensteine aus Masuren. Diese Zeitschr. 49. 1897, S. *27–39*.

als einen der an Seerändern weit verbreiteten Furchensteine aufzufassen.

Ferner ist das Handstück von Bruchstücken einer Siphonee und von Bivalvenschalen dicht erfüllt; sie ragen aus der einbettenden, tonreichen Kalkmasse bis zu 2 mm Höhe über die gesamte Oberfläche hervor. Die natürlichen Quer- und Längsschnitte der kreisrunden und elliptischen Kalkalge, sowie die Schnitte in einem Querschliffe lassen ihren inneren Bau trefflich erkennen. Sie stimmen mit den Abbildungen, welche Steinmann[1]) von *Dactylopora cylindracea* Lamk gibt, überein.

Foraminiferen treten mehrfach auf der Gesteinsoberfläche hervor, sie scheinen den Gattungen *Textularia* und *Nodosaria* anzugehören; im Dünnschliffe wurden Längsschnitte von *Globigerina*, *Cristellaria* und ? *Operculina* beobachtet.

Unter den Fragmenten von Bivalvenschalen, die auf die Gattungen *Pecten*, *Lima* und *Arca* hindeuten, treten solche von

Venus Hupfeldi nov. sp.

insbesonders hervor. Diese Art liegt auch in einer linken Klappe (Fig. 2) vor, welche zwar in ihrer unteren Hälfte mehrfach zerbrochen ist, deren Teilstücke jedoch ihre ursprüngliche Lage zu einander behalten haben, sodaß ihr Gesamthabitus dadurch nicht beeinträchtigt ist. Allerdings ist der Vorderrand nicht vollständig erhalten, jedoch ist sein Verlauf nach dem der Anwachsstreifen wohl richtig wiedergegeben. Sie ist von breit ovalem Umriß (18 mm hoch, 20 mm lang), flach gewölbt, wenig ungleichseitig.



Fig. 2. *Venus Hupfeldi* n. sp. 1/1. Lamasumpf.

Von dem wenig vor der Mitte gelegenen Wirbel steigen der hintere Schloßrand ziemlich rasch, der vordere nur allmählich abwärts. Lunula nicht vorhanden. Die Oberfläche ist mit vertieften, eng stehenden konzentrischen Linien bedeckt, welche mit einem Maschwerk zarter, unter der Lupe sichtbarer Radiallinien bedeckt sind, wobei an einer Stelle das eine, an einer anderen das kreuzende Liniensystem deutlicher hervortritt. Nach dieser Skulptur gehört die vorliegende Art wohl der Untergattung *Textivenus* Cossmann an. Da nun die mir bekannten Arten sich durch ihren Umriß und ihre Skulptur von der afrikanischen Form unterscheiden, so trenne ich sie unter obigem Namen davon ab.

Ferner finden sich zwei Bruchstücke einer schlanken *Turritella*, auf deren wenig gewölbten Umgängen drei kielartig

[1]) Einführung in die Paläontologie. 1903, S. 15, t. 5 A—C.

hervortretende Spiralrippen in gleichmäßiger Entfernung von einander sich hinziehen. Die oberste liegt näher der Naht als die untere; eine vierte feine Linie liegt hart über der flachen Naht. Herr Dr. OPPENHEIM ist geneigt, diese Form als mit seiner *T. Eschi* ident oder ihr doch sehr nahe stehend anzusehen.

Hierzu gesellt sich noch ein Fischzähnchen von schief kegelförmiger Gestalt.

Was das Alter dieser Fauna anbetrifft, so weist ihr Gesamthabitus auf ein alttertiäres hin. Es fehlen auch hier, obschon man sie in dieser Facies erwarten könnte, wie in Kamerun die Nummuliten. Da *Turritella Eschi* OPPH. sich in Kamerun in Gesellschaft eocäner Fossilien findet[1]), so bin ich überzeugt, daß auch die Fauna vom Lamasumpfe dieser Stufe angehört, womit auch das Vorkommen von *Dactylopora cylindracea* LAMK in Übereinstimmung steht. Es sei mir gestattet, an dieser Stelle auf die Ausführungen über die Verbreitung des Tertiärs in Ober-Guinea in der demnächst erscheinenden Arbeit von P. OPPENHEIM hinzuweisen.

Zum Schluß sei noch hinzugefügt, daß Bröckchen eines grünlichen, stark zersetzten, sowie Splitter eines roten Minerals, welches in Salzsäure löslich ist, vielfach auf der Oberfläche des Handstücks sichtbar sind. Eine kleine Partie der Oberfläche deckt eine glänzend schwarze Schutzrinde und an zahlreichen anderen sind die Anzeichen des Beginnes ihrer Bildung wahrnehmbar.

---

[1]) Vergl. P. OPPENHEIM, Vorläufige Mitteilung über das Auftreten von Eocän in Kamerun. Centralblatt f. Min. u. s. w. 1903. S. 373.

25. Über tertiäre Brachiopoden von Oamaru, Südinsel Neu-Seeland.

Von Herrn GEORG BOEHM.

Hierzu Taf. XV.

Freiburg i/Brg., den 26. August 1904.

In dieser Zeitschrift **52**, 1900, S. 174 berichtete ich über geologische Untersuchungen, die ich im Februar jenes Jahres bei Oamaru auf der Südinsel Neu-Seelands ausgeführt habe. Das Städtchen Oamaru ist mit der Bahn bequem zu erreichen und auch die vier Fundpunkte, die a. a. O. genannt werden, sind leicht zugänglich. Alle vier haben manche interessante, paläontologische Funde geliefert, aber ich muß die Bearbeitung hinausschieben, weil mich das überaus reiche Material aus den Molukken und aus Niederländisch Neu-Guinea völlig in Anspruch nimmt. Deshalb beschränke ich mich auch im nachfolgenden auf ein Brachiopoden-Vorkommen in „EVERETTs Steinbruch bei Kakanui"[1], das mir eigenartig genug erscheint, um kurz für sich beschrieben zu werden.

EVERETTs Steinbruch mit Kalkofen liegt an einer Fahrstraße ca. 12 km südlich von Oamaru. Der dort gewonnene Kalk ist meist rein weiß, zuweilen aber auch durch Verwitterung gelblich gefärbt. Er besteht häufig fast ausschließlich aus Trümmern von Fossilien, wie Bryozoen, Brachiopoden, Pelecypoden und Gastropoden. Die Brachiopoden besonders bilden zuweilen förmlich Schichten, und mit Vorsicht kann man ihre ganzen Gehäuse, speziell aus den gelblichen, etwas verwitterten Schichten, herauspräparieren. Man unterscheidet äußerlich eine kleine

[1]) a. a. O. S. 174.

Erklärung der Tafel XV.

Fig. 1—5. *Terebratulina oamarutica*, n. sp.

Fig. 1. Skulptur und Ohren der Dorsalklappe sind von dem Exemplar Fig. 2 etwas ergänzt.

Fig. 4 u. 5. Brachialschleifen von der Ventral- und der Stirn-Seite. Ineinandergreifen der Zähne und Zahngruben.

Fig. 6 u. 7a—c. *Terebratula oamarutica*, n. sp.

Fig. 6. Brachialschleite von der Ventralseite Zähne und Zahngruben wie bei Fig. 4.

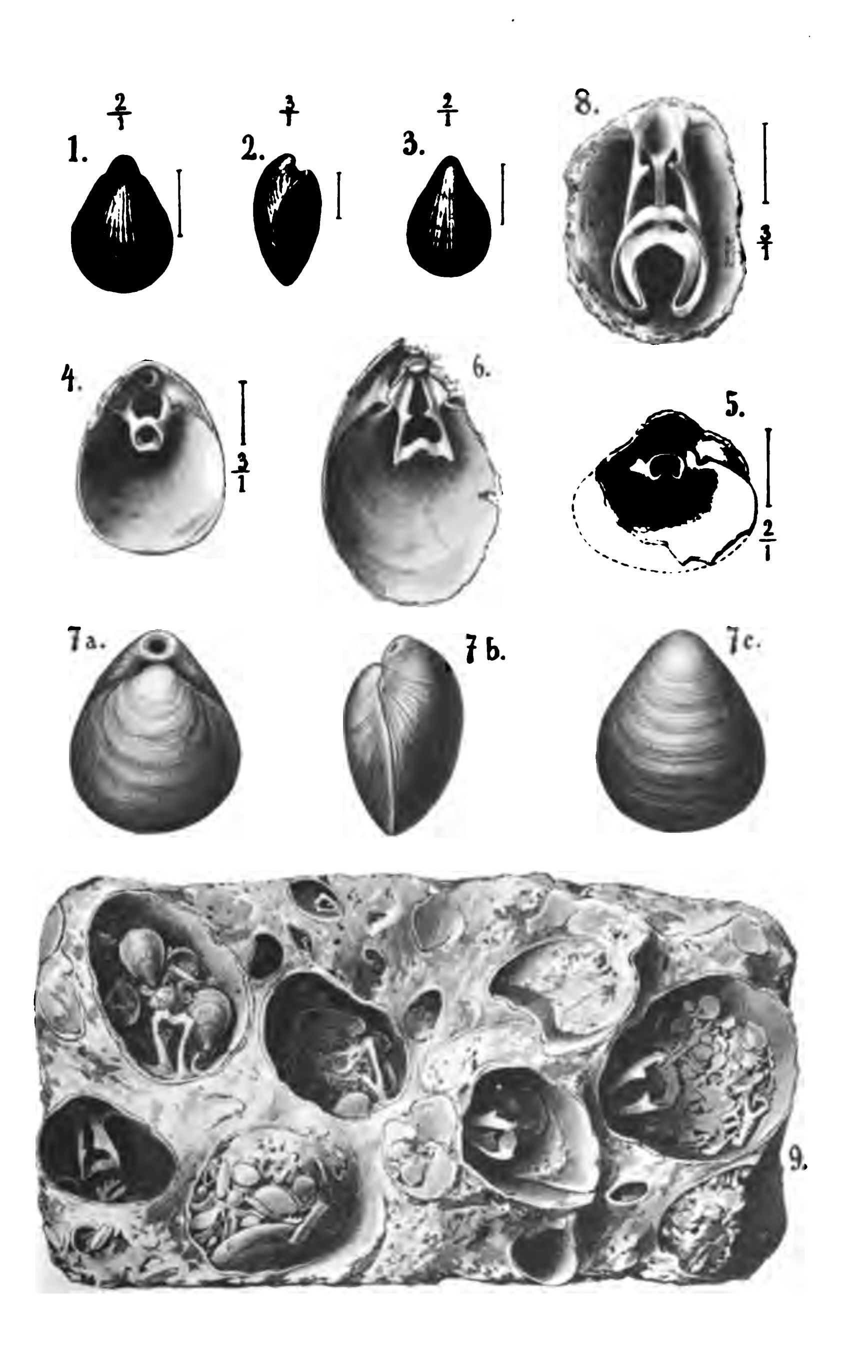
Fig. 7a—c. Der eine Seitenrand und die Skulptur etwas ergänzt.

Fig. 8. *Terebratella oamarutica*, n. sp.

Fig. 9. Ein Kalkstück mit den hohlen Brachiopodengehäusen. Letztere enthalten Brachialschleifen von *Terebratula oamarutica*, ferner links oben die Originale von *Terebratulina oamarutica*, Fig. 1 u. 3, sowie sonstige Fossilienreste.

(Fig. 6, 7, 9 in natürlicher Größe.)

Das Material ist von mir in EVERETTS Steinbruch bei Kakanui, südlich Oamaru, Südinsel Neu-Seeland gesammelt worden und befindet sich in meinem Besitz.



Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart



Terebratulina mit feinen, radialen Linien und eine größere *Terebrateln*-Art ohne radiale Skulptur. Das alles ist nicht weiter auffallend. Eigenartig aber scheint mir, daß die Brachiopoden-Gehäuse fast immer hohl sind — nur hier und da enthalten sie etwas Fossiliengrus — und daß in den hohlen Gehäusen die Gerüste sich stets tadellos erhalten haben. Bei dem Zerschlagen des Gesteins springt bald die Ventral-, bald die Dorsalklappe ab, alsdann sieht man die Zähne, die Zahngruben, den Schloßfortsatz und überaus häufig die Armschleifen von vorn oder von hinten. In anderen Fällen zerbricht der Stirnteil der Schalen, dann beobachtet man vom Stirnrande aus aufs klarste die Armschleife, sowie den Schloßfortsatz und das Ineinandergreifen der Zähne und Zahngruben. Das Auffälligste aber dürfte sein, daß die überaus zarten Gerüste fast nie zerbrechen, wie roh man auch das sie enthaltende Trumm behandeln mag. Schon im Steinbruch selbst staunte ich, daß die Gerüste im allgemeinen heil blieben, wenn ich Handstücke zurechtschlug. Beim Einpacken, auf dem weiten Transport von Neu-Seeland nach Freiburg i/Brg., und beim Auspacken ist kaum eine Armschleife zerbrochen. Beim Studium zuhause habe ich, da ich denn doch ängstlich war, zunächst zu große Stücke mit der Maschine zerschneiden lassen. Das ist natürlich mühsam und zeitraubend, und so bin ich schließlich zu dem ganz brutalen Zerschlagen mit dem Hammer zurückgekehrt. Es ist fast unglaublich, daß hierbei nicht alle Brachialschleifen sofort zerbrechen, aber selbst, wenn dies bei einer oder der anderen geschieht, so erscheinen dafür an einer neuen Bruchstelle zwei oder drei weitere, tadellose Gerüste. Ich besitze ein Kalktrumm von 22 cm Länge und 11 cm Breite, an ihm zähle ich neben zahlreichen zerbrochenen auch 22 vollkommene Schleifen. In dem Schutt, der sich unter den Hammerschlägen ergibt, findet man, an ihrer Wirbelregion befestigt, zahlreich und vielfach ganz intakt, die zartesten Terebratulinengerüste. Wie ich glaube, erklärt sich das durch die geringe Leitungsfähigkeit für Stöße bei einem so lockeren, so lufterfüllten Gesteine; vor allem bricht wohl auch die Luftschicht des Hohlraumes, in dem die Gerüste herabhängen, die Fortpflanzung des Stoßes. Es entspricht dies der Erfahrung, daß über Hohlräumen und über Geröllschichten Erdbeben nicht oder doch nur wenig gespürt werden. Die Widerstandsfähigkeit liegt nicht etwa in den zarten Gerüsten selbst, denn wenn man sie auch nur etwas unsanft direkt berührt, so zerbrechen sie augenblicklich. Übrigens sind sie nicht etwa verkieselt, sondern bestehen aus der ursprünglichen Kalksubstanz und lösen sich in verdünnter Salzsäure ohne Rückstand auf.

Nach den Armschleifen liegen mir, abgesehen von noch nicht näher studierten Formen, drei Gattungen vor, zu denen ich im nachfolgenden je eine Art als „*oamarutica*" n. sp. beschreiben möchte. Etwaige Beziehungen zu anderen Arten vermag ich, aus Mangel an einschlägigem Vergleichsmaterial, vorläufig nicht festzustellen. Wohl möglich, daß diese oder jene der drei Spezies sich später als identisch mit einer schon beschriebenen erweist. Auf jeden Fall habe ich von diesem ganzen auffälligen Vorkommen in allen Sammlungen Neu-Seelands nichts gesehen, auch glaube ich nicht, daß die Formen schon irgendwo eingehender behandelt worden sind. Mein verehrter Freund A. HAMILTON, jetzt Direktor des Kolonial-Museums in Wellington, hat 1903 eine höchst dankenswerte „List of Papers on the Geology of New Zealand"[1]) veröffentlicht, in der unsere Brachiopoden als beschrieben nicht erwähnt sind. Auch hat Herr Professor JAMES PARK von der Otago-Universität in Dunedin mir im Dezember 1903 gütigst mitgeteilt, daß „no figures of Oamaru series of Brachiopoda have been published except those in HOCHSTETTER."

1. *Terebratulina oamarutica* n. sp.

Taf. XV, Fig. 1—5.

Das kleine Gehäuse ist länglich oder rundlich oval, bald mehr bald weniger länger als breit, die Ventralklappe kräftig gewölbt, die Dorsalklappe verhältnismäßig flach. Beide sind fein berippt, mit kürzeren eingeschalteten Rippen, die in verschiedener Entfernung vom Wirbel beginnen, außerdem sind zarte, konzentrische Linien vorhanden. Der Wirbel der Ventralklappe ist kurz, durch ein großes, rundes Loch abgestumpft. Die Ohren der Dorsalklappe, die kleinen Deltidialplatten, das Ineinandergreifen der Zähne und Zahngruben, alles ist aufs klarste zu beobachten. Die bezeichnende Brachialschleife hat ca. ein Drittel der Schalenlänge, sie liegt auch an ganz kleinen Individuen vor.

Bemerkungen: In der „Paläontologie von Neu-Seeland"[2]) beschreibt ED. SUESS[3]) eine *Terebratulina* sp. von Waikato Southhead bei Auckland an der Westküste der Nordinsel. Äußerlich steht die Form der unserigen jedenfalls sehr nahe, auch zeigen Fig. 6a u. 6b einerseits, 6c andererseits ein ähnliches Variieren der Ausmaße, wie die uns vorliegenden Exemplare. Ob

[1]) Transact. New Zealand Institute, 35. Art. LX, S. 489.

[2]) Reise der österreichischen Fregatte Novara um die Erde in den Jahren 1857, 1858, 1859. Geolog. Teil, 1. Abtl. 2. Wien 1864.

[3]) S. 57, t. IX, f. 6 a—c.

jene und unsere *Terebratulina* identisch sind, vermag ich nicht zu entscheiden.

Untersuchte Stücke: ca. 100, dabei intakte Gerüste ca. 40.

2. *Terebratula oamarutica* n. sp.

Taf. XV, Fig. 6, 7a—c.

Das Gehäuse ist rundlich oval, etwas länger als breit, die Ventralklappe ist kräftig gewölbt, die Dorsalklappe flacher. Die Skulptur ist nur mangelhaft erhalten, doch sieht man feine konzentrische Linien und Anwachsstreifen. Der Wirbel der Ventralklappe ist stark übergebogen, durch ein großes, rundes Loch abgestumpft. Die Deltidialplatten dürften nur schwach entwickelt gewesen sein, ich vermag sie nicht deutlich zu beobachten. Der Schloßfortsatz ist kräftig entwickelt. Auch hier ist das Ineinandergreifen der Zähne und Zahngruben an vielen Stücken aufs deutlichste zu beobachten, besonders gut bei Gehäusen, die am Stirnrande aufgebrochen sind. Die Brachialschleife hat ca. ein Viertel bis ein Drittel der Schalenlänge, liegt aufs beste erhalten von allen Seiten vor und zwar in Längen von 2—12 mm.

Untersuchte Stücke: ca. 60, dabei Gerüste ca. 50, die Hälfte der letzteren intakt.

3. *Terebratella oamarutica* n. sp.

Taf. XV, Fig. 8.

Es liegen in Hohlräumen vier Terebratellen-Gerüste vor — Terebratella im weitesten Sinne genommen — vom Gehäuse ist an ihnen nichts zu sehen. Unter den zahlreichen Einzelklappen meines Materials befinden sich auch solche mit Medianseptum, die wohl die artlich hierher gehörigen Dorsalklappen sein könnten, doch läßt sich das mit Sicherheit nicht feststellen. Ich beschränke mich deshalb im nachfolgenden auf die Gerüste. Ihr Medianseptum ist breit und kräftig entwickelt, seine Länge vom Wirbel bis zum oberen Rande der Querbrücke beträgt nicht ganz die Hälfte, aber mehr als ein Drittel der gesamten Schleifenlänge.

Bemerkungen: In der oben zitierten „Paläontologie von Neu-Seeland“ beschreibt Ed. Suess[1]) eine *Terebratella dorsata*, Gmel. sp. und zwar von Kohuroa (Mahe Point) südlich von Rodney Point, Provinz Auckland, Nordinsel. In meinem Material von Oamaru ist keine Klappe vorhanden, die nach Form und Skulptur den Abbildungen bei Suess entspräche.

Untersuchte Stücke: 4 (Gerüste).

---

[1]) S. 57, t. XIV, f. 5a—d.

Die eben skizzierten drei Arten sind nur ein Bruchteil der Brachiopoden, die ich bei Oamaru gesammelt habe, selbst aus Everetts Steinbruch scheinen noch weitere Arten vorzuliegen. Unsere Formen haben ein besonderes Interesse wegen der so massenhaft und tadellos erhaltenen Gerüste. Wie oben angedeutet, liegen mir Brachialschleifen auch an ganz kleinen Gehäusen von *Terebratulina* und *Terebratula* vor. Aber das ist Zufall, ich habe draußen darauf nicht geachtet. Sollte sich bei speziellem Sammeln kleinster Individuen nicht Material für die Veränderungen der Gerüste während ihrer ontogenetischen Entwicklung ergeben? Was das Alter unserer Kalke betrifft, so darf ich auf meine früheren Ausführungen[1]) hinweisen. Es unterliegt wohl heute keinem Zweifel mehr, daß eine „Cretaceo-tertiary formation" im Sinne Hectors weder bei Oamaru noch sonst irgendwo in Neu-Seeland vorhanden ist. Hutton rechnet die „Oamaru-Formation" zum Oligocän[2]). Die geologische Landesaufnahme von Neu-Seeland wird unter ihrer neuen Leitung hoffentlich diese Frage neben vielen anderen lösen.

26. Notiz über die Auffindung von Kelloway bei Tanga (Deutsch-Ostafrika).

Von Herrn W. Koert.

Haren a/Ems, den 28. August 1904.

Eine mir vom Kais. Gouvernement von Deutsch-Ostafrika gestellte Aufgabe gab mir am Ende des Jahres 1902 Gelegenheit, den Jura der Gegend von Tanga kennen zu lernen. Das bemerkenswerteste Ergebnis meiner Untersuchungen scheint mir die Auffindung der durch Cephalopoden gut charakterisierten Kellowaystufe zu sein, zumal hierdurch einige Unklarheiten, welche hinsichtlich der Altersauffassung des Jura von Tanga bestanden, einigermaßen beseitigt werden.

Einige Meter vor dem Kilometerstein 5,5 der Usambarabahn, welche bekanntlich von Tanga ausgeht, zweigt sich von dem Parallelwege zur Bahn in annähernd nordnordwestlicher Richtung ein Negerpfad ab. An diesem Fußpfade werden im Abstande von ungefähr 1,5 km von der Bahn jurassische, kalkige Schiefertone mit einzelnen fossilarmen Geoden sichtbar und setzen von da ab den Boden einer flachwelligen, von Wasser-

[1]) Diese Zeitschr. 1900, S. 174.
[2]) Vergl. N. Jahrb. f. Min. 1888, 2. S. 439.

rissen durchzogenen und z. T. mit dichtem Buschwald bestandenen Landschaft zusammen. In ungefähr 2,1 km Entfernung von der Bahn trifft man als Einlagerung in ähnlichen Schiefertonen einen Eisenoolith an, der einen großen Reichtum von Cephalopoden, Brachiopoden, weniger von Pelecypoden aufweist. Die Fundstelle liegt an der südlichen Seite der letzten Bodenwelle, welche sich vor dem von BORNHARDT bereits näher beschriebenen Kalkzuge erhebt. Der Eisenoolith ist im frischen Zustande ein grauer Kalk mit zahlreichen gelbbraunen, schalig aufgebauten Eisensteinkörnchen, aber infolge der tropischen Verwitterung ist meist das ganze Gestein dunkelrot geworden. Die Fossilien liegen z. T. ausgewittert umher oder lassen sich doch leicht herauslösen. Herr Landesgeologe Dr. G. MÜLLER, dem ich das gesammelte Material zur Bearbeitung übergab, konnte bis jetzt folgende Arten feststellen:

Phylloceras mediterraneum NEUMAYR.
Phylloceras Feddeni WAAG.
Sphaeroceras bullatum D'ORB.
Perisphinctes funatus OPPEL.
Macrocephalites macrocephalus SCHL.

Diese Fauna würde demnach eine solche des Kelloway sein, welches bisher im Jura von Tanga noch nicht bekannt war. Vielleicht zu einer etwas tieferen Stufe muß eine glimmerhaltige, feinsandige Geodenkalkbank gezogen werden, welche ungefähr 75 m nordnordwestlich vom ersten Auftreten des Eisenooliths an der nördlichen Seite des Rückens in Schiefertonen eingelagert ansteht, und zwar anscheinend im Liegenden des Eisenooliths. In ihr fanden sich einige noch näher zu bestimmende Ammoniten und Hamiten oder Ancyloceren. Herr Dr. MÜLLER wird s. Zt. auch über diese Fossilien, welche wie alle übrigen im Kolonial-Museum der geologischen Landesanstalt niedergelegt sind, ausführlicher berichten.

Von dem letzterwähnten Vorkommen legt man noch ungefähr 240 m in nordnordwestlicher Richtung auf sumpfigem Talgrund zurück bis zu dem steil aufragenden und dort mit Urwald bestandenen Kalkplateau, welches vom Flüßchen Mkulumusi durchbrochen wird. Das steile Heraustreten jenes Kalkplateaus erklärt sich, glaube ich, zur Genüge als Wirkung der Erosion, die in Ostafrika in der Nähe der Wasserläufe besonders tief einzuschneiden pflegt und die hier nahe dem Mkulumusi an der Grenze zwischen Schieferton und Kalk sehr leicht das skizzierte Landschaftsbild herausmodellieren konnte, ohne daß ihr dies durch eine Verwerfung erleichtert wurde.

Bei dem östlichen Einfallen, das in der Hauptsache die

jurassischen Schichten bei Tanga zeigen, würde sich aus der obigen Schilderung — die Abwesenheit von größeren Störungen vorausgesetzt — ergeben, daß im Hangenden des von BORNHARDT bereits beschriebenen Kalkzuges u. a. ein Eisenoolith mit Fossilien der Kellowaystufe auftritt, daß mithin jener Kalk älter als Kelloway sein muß.

Für diese Altersauffassung sprechen auch die Ergebnisse von Bohrungen, die unter meiner Aufsicht an der Usambarabahn ausgeführt wurden. Hier trafen nämlich zwei Bohrlöcher, die ungefähr 1,8 km südlich von km 8,5 der Bahn angesetzt wurden, einen Eisenoolith von 0,1—0,5 m Mächtigkeit an und zwar in der einen Bohrung unmittelbar auf Kalk, in der anderen getrennt von diesem durch 0,5 m mächtigen rotgeflammten Schieferton. Andere Bohrungen in dieser Gegend ließen entweder keine Spur des Eisenooliths erkennen oder nur eine Geodenbank an ungefähr entsprechender Stelle, und ich möchte hieraus schließen, daß der Eisenoolith keinen durchgehenden Horizont bildet, sondern nur lokal auftritt und vielleicht durch eine Geodenbank vertreten sein kann. Wenn sich auch die Gleichaltrigkeit des Eisenooliths der Bohrungen mit dem oben beschriebenen Vorkommen am Mkulumusi nicht durch Fossilien belegen läßt, weil bei der angewandten Bohrmethode nur kleine Gesteinsstücke zutage gefördert wurden, so möchte ich doch für beide Vorkommen das gleiche Alter annehmen, da mir im dortigen Jura kein ähnliches Gestein wieder begegnet ist. Durch alle diese Bohrungen, insgesamt zehn, wurde einmal bestätigt, daß der liegende Kalk derselbe ist, wie der weiter westlich in dem Kalkzuge sich allmählich heraushebende, daß also das Einfallen flach nach Osten gerichtet ist, zweitens zeigte sich auch, daß Längs- und Querbrüche zwar nicht fehlen, aber nur eine geringe Sprunghöhe besitzen.

Der hieraus sich ergebenden Auffassung, daß der Kalkzug der Gegend von Tanga älter ist als Kelloway, steht die Ansicht von JAEKEL entgegen, welcher auf Grund der von LIEDER aus jenem Kalke gesammelten Fossilien die Schichten zum oberen Oxford stellte.[1]) BORNHARDT ist JAEKEL hierin gefolgt[2]) und erklärt demzufolge die Schichten des Mkulumusi-Ästuars, welche G. MÜLLER als fragliches unteres Oxford bestimmte, für das Liegende des Kalkzuges, während sie in Wirklichkeit beträchtlich im Hangenden liegen, was schon durch ihre nach Osten gerückte Lage[3]) wahrscheinlich wird. Das Fossilmaterial JAEKELS erweist sich aber

[1]) Diese Zeitschr. 45. S. 507.

[2]) Zur Oberflächengestaltung und Geologie Deutsch-Ostafrikas S. 465.

[3]) Vergl. das Kärtchen S. 424 bei BORNHARDT

bei näherer Prüfung als nicht beweiskräftig, denn auf *Cidaris glandifera* Goldf., *Rhynchonella lacunosa dichotoma* Qu. (Übergang zu *R. jordanica* Noetl.), *Terebratula biplicata* v. Buch, *Ostrea dextrorsum* Qu. dürfte sich in einem unbekannten Gebiete kaum eine genauere Horizontbestimmung gründen lassen. Dagegen ist Bornhardt[1]) bereits die große Ähnlichkeit der Kalke von Tanga mit denen der Gongaroguaberge aufgefallen, und er erwähnt, daß die an letzterer Örtlichkeit sich findenden Bildungen zu den ältesten in Deutsch-Ostafrika vorhandenen jurassischen Schichten, welche G. Müller zum Bath gestellt hat, gehören. Nach dem Ausgeführten neige ich dazu, die Kalke von Tanga ebenfalls als Bath anzusprechen, und glaube, daß dadurch eine bessere Übereinstimmung des Jura von Tanga mit den übrigen ostafrikanischen Juravorkommnissen erzielt wird.

In Form einer Tabelle sei zum Schlusse die von mir vertretene Altersauffassung des Jura von Tanga wiedergegeben.

Unt. Oxford	Schichten im Mkulumusi-Ästuar (nach G. Müller).
Kelloway	Schiefertone mit Eisenoolith am Mkulumusi und an der Usambarabahn.
Bath	Kalkzug am Sigi, Mkulumusi und bei Station Steinbruch der Usambarabahn

[1]) a. a. O. S. 425.

27. Die Abtrennung voller Seebecken vom Meere infolge von Hebungen.

Von Herrn CARL OCHSENIUS.

Marburg, den 28. November 1904.

Eine solche habe ich 1886 für die Region des Titicacas in Südamerika erläutert und dazu noch die gleiche Situation beim Baikalsee und bei dem Tanganyika angeführt. In letzterem findet sich eine lebende Schnecke, die mit der *Pyrgulifera humerosa* MEEK aus den Laramieschichten Nordamerikas als identisch angesehen wird. Sie hat sich hiernach wie die marinen Kruster des Titicaca dem Süßwasser anbequemt.

Nach und nach finden sich mehr Beweise für die Richtigkeit meiner Ansicht.

Der Tanganyika enthält neben einer normalen Süßwasserfauna eine ganze Reihe von Tieren, die als ursprüngliche Meeresformen anzusprechen sind. Das typischste Beispiel für diese Tiergesellschaft bietet eine Qualle, *Limnocnida Tanganyicae*, die kürzlichst von CH. ALLUAUD auch aus dem nordöstlich vom Tanganyika gelegenen großen Victoria Nyanzasee mitgebracht worden. Offenbar ist *Limnocnida* nicht das einzige Geschöpf in der Fauna des Victoria Nyanza, dessen Ursprung unbedingt marin ist. Die gewaltigen Wasserbecken des Victoria, Tanganyika. Kaihura, Albert u. s. w. sind sicherlich durch Hebungen von dem Ozean abgetrennt worden. Der Vulkanknoten des 6050 m hohen Kilimanscharo ist situiert zwischen dem Ozean und dem Victoria Nyanza, dessen Niveau etwa 1200 m über dem Meeresspiegel liegt, wogegen die weiter westlich befindlichen Wasserflächen des Tanganyika und seiner genannten Nachbarn nur 800, 1000 und 700 m betragen.

Der Kaihura mit 1000 m liegt rein westlich vom Victoria. Man ersieht daraus, daß die Hebung in der Zentralpartie am stärksten war.

Über die marine Fauna des Baikals, von der ich s. Z.[1] nur die Seehunde zitieren konnte, will ich nachträglich wieder-

[1]) Diese Zeitschr. 1886, S. 767.

holen, daß nach W. Dybowski dort auch eine dem fliegenden Fisch ähnliche *Glomynka (Callionymus baical)* vorkommt, sowie mehrere Tiere, deren Verwandte nur im Meere leben, wie *Lubomirskia baicalensis*, *Trochophora*, *Ancylodoris baicalensis* u. a., alles marine Tierformen, die dem Süßwasser ursprünglich nicht angehören, deren Repräsentanten sich aber, wie die Kruster des Titicaca, jetzt ohne den gewohnten Salzgehalt behelfen.

---

28. Der jüngere baltische Eisstrom in Posen, West- und Ostpreussen.

Von Herrn A. Jentzsch.

Vorläufige Mitteilung.

Berlin, den 16. November 1904.

Eine der auffallendsten Erscheinungen in dem geologischen Kartenbilde des norddeutschen Flachlandes ist die weitklaffende Lücke, welche die große pommersche Endmoräne von den aus Ostpreussen beschriebenen Endmoränenstücken trennt. Diese Lücke umfaßt einen erheblichen Teil der Provinz Westpreußen und insbesondere das ganze, vom Verf. kartierte Gebiet vom Weichseldelta bei Marienburg bis zur russischen Grenze bei Gollub. Ein kartierter Streifen durchquert also die Gegend, in welcher Theoretiker die Fortsetzung der pommerschen Haupt-Endmoräne nach Osten gesucht haben. Zwar finden sich hier, wie in anderen Gegenden des norddeutschen Flachlandes, viele, z. T. sehr deutliche Endmoränen. Aber keiner derselben vermochte Verf. jene grundlegende Bedeutung beizumessen, welche nach den vorliegenden Schilderungen der hinterpommerschen Endmoräne vermöge ihres langen, fast ununterbrochenen Verlaufes und vermöge der Ausdehnung der angrenzenden Sandr zukommt. Meine nach dieser Richtung durch viele Jahre geübte Kritik war berechtigt: Jene auffallende Lücke entspricht der Wirklichkeit; in einem großen Teile Westpreußens war die Fortsetzung der hinterpommerschen Haupt-Endmoräne entweder niemals vorhanden oder sie ist durch ein späteres Ereignis zerstört bezw. verhüllt worden. Dieses Ereignis war der jüngere baltische Eisstrom.

Wie ich seit mehr als 20 Jahren gezeigt habe, umfassen die Ablagerungen der jüngsten Vereisung („das Jungglacial“) in Westpreußen mehrere Geschiebemergelbänke, welche durch geschichtete Sande und Tonmergel vielorts getrennt sind, stellenweise

aber sich zu einer einzigen Bank zusammenschließen. Sobald dies feststand, begann ich eine planmäßige Aufsammlung aller, in je einer Geschiebemergelbank liegenden Geschiebe der Tages-Aufschlüsse, wie insbesondere der von mir im Königsberger Provinzialmuseum zusammengebrachten zahlreichen Tiefbohrprofile Ost- und Westpreußens zu dem Zwecke, das Vorkommen und die Häufigkeit der verschiedenen Geschiebearten für die einzelnen Schichten des Diluviums statistisch zu ermitteln. Das erste Ergebnis meiner statistischen Aufsammlungen ist in der Arbeit von J. Korn[1] „Über diluviale Geschiebe der Königsberger Tiefbohrungen" niedergelegt. Herr Korn stellte hier auf Grund des von mir gesammelten Materiales endgiltig fest, daß in Königsberg in gewissen oberen Schichten des Diluviums eine plötzliche Zunahme der Kreidegeschiebe stattfand. Diese Erscheinung ist nicht auf Königsberg beschränkt. Ich habe vielmehr die gleiche Erscheinung an vielen andern Orten, z. B. mit voller Sicherheit für die Gegend von Marienburg, Marienwerder, Graudenz in Westpreußen nachgewiesen, wo sich zeigte, daß speziell die oberste der von mir kartierten Geschiebemergelbänke sich durch Reichtum an Senongeschieben auszeichnet, während die nächsttiefere Geschiebemergelbank des Jungglacials, welche ich für Westpreußen als „Rothofer Geschiebemergelbank" bezeichnete, daran sehr arm ist, aber statt dessen vielorts Schalreste des marinen Interglacials als Geschiebe enthält.

Wir sind demnach zwar keineswegs für ganz Norddeutschland, wohl aber für Tausende von Geviertkilometern Ost- und Westpreußens berechtigt und verpflichtet, eine reichliche Führung von Senongeschieben als leitend zu betrachten für die jüngsten Glieder der dortigen Glacialbildungen. Nach diesem Maßstabe reichte die Vereisung Westpreußens in ihrem jüngsten Stadium von der Ostsee südwärts bis zur russischen Grenze bei Gollub und Leibitsch, also bis zur Mündung des Drewenztales in das Weichseltal. Zur selben Zeit aber überschritt sie noch das heutige Weichseltal nach Süden, da sie eine mit Senongeschieben erfüllte Endmoräne noch jenseits desselben, bei der Haltestelle Suchatowko der Thorn-Posener Eisenbahn zurückließ. Der Gedanke, diese jüngste senonreiche Stufe des westpreußischen Jung-Glacials dem „Jüngeren baltischen Eisstrom" der Schweden zuzurechnen, liegt um so näher, als auch der „Ostseekalk" der Schweden, das sog. Wesenberger Gestein, vielorts als Begleiter der Senongeschiebe in Westpreußen auftritt.

Links der Weichsel konnte ich die senonreiche Stufe des

[1]) Jahrb. Kgl. preuß. geol. L.-A. 1894, S. 1—66.

Jungglacial von Schwetz über Dirschau bis Danzig verfolgen, und von dort westwärts bis Schöneck[1]). Hier aber ist eine Grenze. Wenige Kilometer westlich von Schöneck werden die Senongeschiebe selten, während Geschiebe interglacialer Schalreste darauf hinweisen, daß dort (also westlich von Schöneck) die nächstältere Stufe des Jungglacial der Oberfläche nahetritt. Auch die von mir aufgefundene, durch Wolff näher untersuchte muschelführende „Schliere" im Geschiebemergel von Dommachau (160 m Meereshöhe) bestätigt diese Auffassung. Ebenso fehlt die senonreiche Jungglacialstufe im Danziger Hochlande bei Carthaus und von dort bis in der Gegend von Lauenburg in Pommern — also in Gebieten, welche nördlich der hinterpommerschen Haupt-Endmoräne liegen. Der jüngere baltische Eisstrom schickte also einen mächtigen und viele Meilen breiten Eisstrom beiderseits der Weichsel und bis südwärts von Thorn zu einer Zeit, in welcher das Danziger Hochland und die hinterpommersche Hauptmoräne keine Geschiebe mehr empfingen, wenngleich eine Eisdecke auch dorthin vielleicht noch reichte.

Der baltische Eisstrom fehlte auch an der Nordspitze Westpreußens bei Rixhöft und Putzig, hinterließ aber seine Spuren bei Zoppot und in der Hochredlauer Kämpe, von wo die Schmelzwässer in dem altbekannten Diluvialtale über Neustadt und Lauenburg nach Westen abflossen. Auch die Stadt Posen liegt, soweit meine Beobachtungen erkennen lassen, außerhalb des jungbaltischen Eisstromes.

Man wird sich vorzustellen haben, daß zu der Zeit, als das Inlandeis viele Senongeschiebe vorwärts schob, seine Höhe nicht mehr hinreichte, um merkliche Mengen derselben auf das 200 bis 330 m über das Meer aufragende Danziger Hochland zu befördern, wohl aber, um jene breite Stufe von 100 bis 120 m Meereshöhe, welche sich beiderseits der Weichsel bis zur russischen Grenze erstreckt, mit senonreichem Geschiebemergel oder Geschiebesand zu überkleiden.

Ostwärts bedeckte der senonreiche Eisstrom den größten Teil Westpreußens bis zur ostpreußischen Grenze, jedoch mit Ausschluß einzelner höherer Gebiete; ferner einen sehr großen Teil Ostpreußens, nämlich das Samland und die angrenzenden Gegenden von Königsberg bis Tilsit, Darkehmen, Rastenburg, Mehlsack und Pr. Holland, sowie darüber hinaus bis in die Gegend von Passenheim. Dagegen scheinen die höchsten Gegenden Masurens außerhalb dieses Stromes gelegen zu haben.

Die Ursache der Zunahme der Kreidegeschiebe sehe ich

[1]) Vergl. Jentzsch, Jahrb. Kgl. preuß. geol. L.-A. 1885, S. 398—415.

nicht sowohl, wie die Mehrheit der Fachgenossen, in einer Änderung der Stromrichtung, als vielmehr (wie ich bereits am 2. Mai 1900 der Gesellschaft vortrug), in dem Umstande, daß im Laufe der Diluvialzeit die ursprünglich weit verbreiteten Tertiärschichten mehr und mehr abgetragen wurden, sodaß immer größere Flächen senoner Schichten an die Sohle des Eises herantraten und der Zerstörung anheimfielen. Mit dieser Auffassung stimmt trefflich überein meine Beobachtung, daß in Westpreußen schon die der Senon-Massen-Einwanderung nächstvorhergehenden Jungglacialschichten verhältnismäßig reich an Phosphoritknollen und an gerollten Feuersteinen (Wallsteinen) sind, welche als Geschiebe der örtlich ältesten, das Senon bedeckenden Tertiärstufe zu betrachten sind. Innerhalb des Verbreitungsgebietes der Senongeschiebe sind die Geschiebe der nächstälteren Schichten, also des Cenoman, Oxford und Kelloway an entsprechend engere Kreise gebunden.

Der Zeitpunkt, in welchem der Senonreichtum mit dem Eise am Ablagerungsplatze eintraf, muß selbstredend in den einzelnen Provinzen der Ostsee-Gestade etwas verschieden gewesen sein und bedarf deshalb in jeder Provinz gesonderter Untersuchung. Für diejenigen Landesteile aber, in denen er, wie für West- und Ostpreußen, ermittelt wird, bietet er einen Anhaltspunkt zur vertikalen und horizontalen Gliederung des Jungglacial und damit auch gelegentlich zur Altersbestimmung einzelner Moränen. Insbesondere sind viele der kleinen Rückzugsmoränen Westpreußens (einschließlich der äußersten Nordostecke Posens) nun für jünger zu erachten als die weiter nördlich gelegene hinterpommersche Haupt-Endmoräne. Damit wird auch der Verlauf dieser Endmoräne begreiflicher, und ebenso erscheint die bekannte Beobachtung, daß in der Gegend von Marienwerder der örtlich oberste Geschiebemergel weit weniger tief als in gewissen Gebieten Hinterpommerns entkalkt ist, als selbstverständliche Folge des Altersunterschiedes.

---

29. Das Thorn-Eberswalder Tal und seine Endmoränen.

Ein Schlußwort an Herrn K. KEILHACK.

Von Herrn G. MAAS.

Berlin, den 29. November 1904.

Leider muß ich an dieser Stelle noch einmal auf dieses Thema zurückkommen. Es zwingen mich dazu eine Reihe von Angaben in der Antwort des Herrn KEILHACK [1]), die eine schleunige Richtigstellung dringend erfordern.

Herr KEILHACK will einen Gegensatz konstruieren zwischen seiner baltischen Endmoräne und den von mir aus Westpreußen u. s. w. nachgewiesenen Zügen, in denen er nur Produkte kürzerer, bald hier bald da eingetretener Stillstände des Eisrandes erblickt, obgleich es schon auffallen müßte, daß sich derartige untergeordnete Gebilde bereits bei gelegentlichen Begehungen ungezwungen zu einem über 200 km langen Zuge zusammenschließen. Indessen kann ich auch den anderen Kriterien des Herrn KEILHACK einen entscheidenden Wert nicht beimessen.

Was zunächst die Zusammensetzung meiner Endmoränen betrifft, so habe ich allerdings von Blockpackungen nur da gesprochen, wo ich Gebilde aufgeschlossen fand, die einigermaßen an Chorin u. s. w. erinnerten. Seitdem ich aber kennen lernte, was in anderen Gebieten alles als Blockpackung bezeichnet wird, z. B. von Herrn KEILHACK bei WITKOWO [2]) und GRÜNBERG [3]), würde ich den größten Teil dessen, was ich 1901 als Grand mit Steinen, steinigen Lehm, steinigen Sand, dichte Bestreuung beschrieb, heute als Blockpackung anführen, sodaß auch die westpreußischen Endmoränen überwiegend als Blockpackung entwickelt sein würden. Aber das wäre an sich ganz belanglos. Denn schon 1892 schrieb SCHROEDER [4]) bei der Bearbeitung eines der klassischsten Teile der Endmoräne: „Die Blockpackung ist kein „Leitfossil“ für Endmoränen“ und „Nicht überall, wo sich Blockpackung findet, sind Endmoränen und nicht überall, wo Endmoränen sich finden, ist Blockpackung“. Diese Tatsache

[1]) Diese Monatsber. 1904 S. 182.
[2]) Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. 1894 S. 249.
[3]) Ebenda 1898 S. 151—152.
[4]) Ebenda 1892 S. LXII.

um die angenommene Tiefe höher liegen als der Boden. Indessen ist die KEIHACKsche Angabe unrichtig, daß ich ihn den Seespiegel bei 95 m annehmen lasse,[1]) was schon daraus genugsam hervorgeht, daß sein Seespiegel bei mir dem Seegrunde entspricht. Hinsichtlich meiner Auffassung der Wartheterrassen als Einebnungsterrassen und ihrer Entstehung durch seitliche Verschiebung der Stromrinne verweise ich auf Jahrb. 1898 S. 87 und Erläuterungen zu Blatt Gurtschin S. 18—19 und bemerke außerdem, daß ich oberflächlich umgelagerte Bildungen nicht als Neuaufschüttungen auffassen kann, wenngleich dieselben in der geologischen Karte als Talbildungen dargestellt werden. Ebenso erachte ich die Frage nach der Unterlage der Dünen und der sich am Gehänge hinaufziehenden humosen Bildungen, da ja die Terrassen des Herrn KEILHACK einzig auf der Höhe ihrer Oberfläche beruhen, durch die Fußnote S. 44 dieser Monatsberichte für erledigt. Das dort Gesagte gilt natürlich nicht nur für Milsch.

Die Frage, ob die Abtrennung eines Talstückes durch eine Endmoräne „eine rasch vorübergehende Phase", ein rasch vorübergehendes Anfangsstadium der Entwicklung[2]) war, dürfte in dieser Allgemeinheit doch nur sehr schwer zu entscheiden sein. Das hängt doch ganz von dem Widerstande des trennenden Riegels ab, für den es ohne weiteres keinen Maßstab gibt, selbst wenn schon kurze Zeit später das Eis weiter im Norden liegt.

Woraus schließt Herr KEILHACK endlich, daß der Spiegel der im Weichseltal nach Süden strömenden Gewässer in 50 m Höhe lag?[3]) Die 50 m-Terasse unterhalb Fordon hat nördliches Gefälle, während die südwärts sich neigenden Terrassenstücke des Weichseltales oberhalb des Schwarzwassers bei 78 und 75 m Meereshöhe liegen gegenüber der 72 m-Terrasse des Bromberger Sees.

Terrasse liegen. Einmal sind noch größere Höhenunterschiede vorhanden, zweitens aber wäre erst zu beweisen, daß diese Tiefen bereits in diluvialer Zeit bestanden.

[1]) Diese Monatsber. 1904 S. 140.

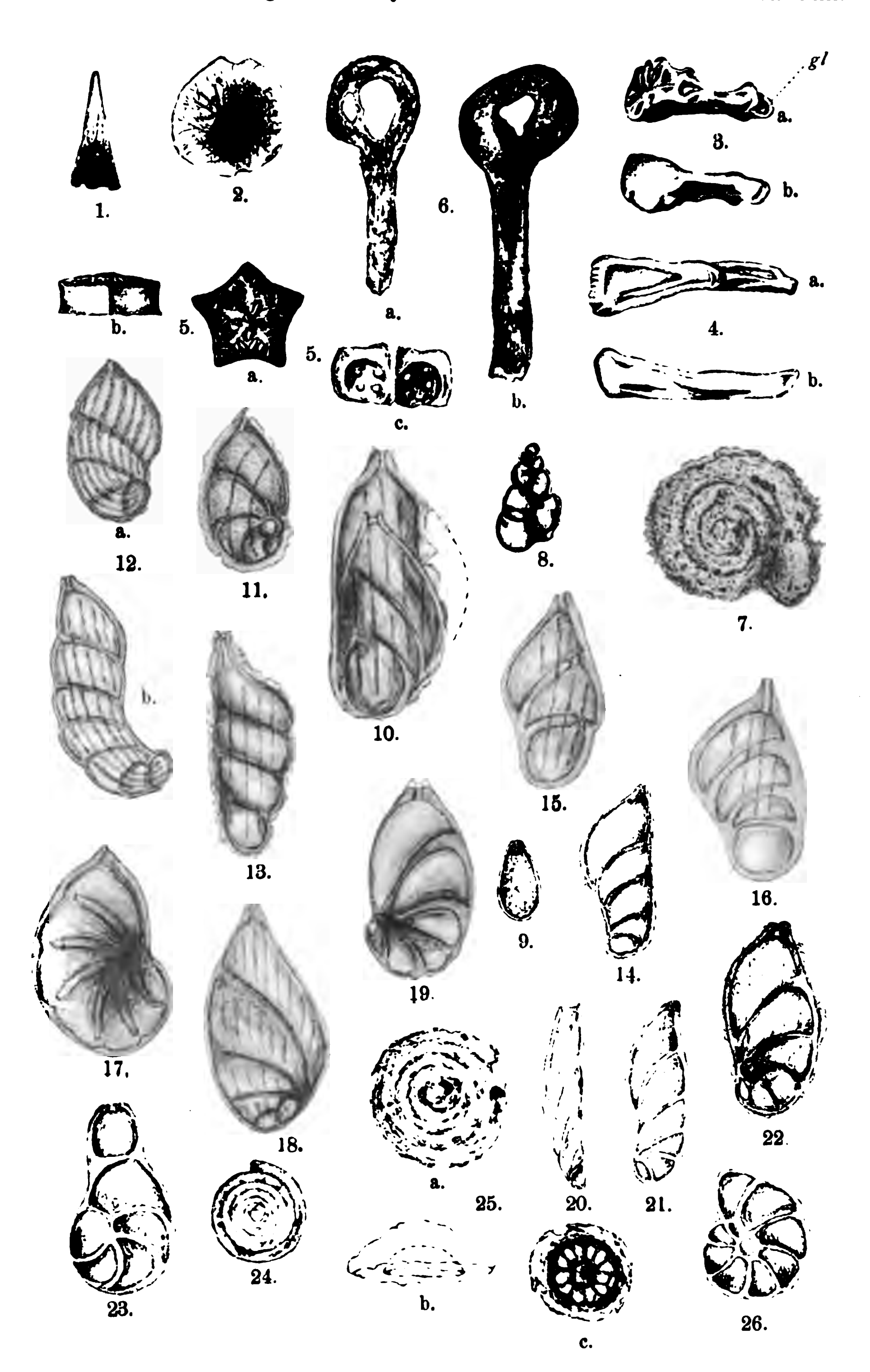
[2]) Ebenda 1904, S. 186—187.

[3]) Diese Monatsber. 1904, S. 141.



Erklärung der Tafel XXIII.

Fig. 1 Fischzahn } Vergröß. 85 fach
" 2. Fischschuppe }
" 3. und 4. Epiphysen vom Kauapparat eines Seeigels
a. Obere Ansicht } Vergröß. 7 fach
b. Untere Ansicht }
gl. Glenoidalgrube }
" 5. *Pentacrinites astralis?* Qu. Stielglieder
a. Obere Ansicht } Vergröß. 7 fach
b. Seitenansicht }
c. Seitenansicht eines Verticillengliedes, Vergröß. 14 fach
" 6. a u. b. *Uncinulina polymorpha* TERQUEM
" 7. *Ammodiscus bartinensis* HUCKE
" 8. *Textilaria cordiformis* SCHWAGER
" 9. *Lagena pura* HUCKE
" 10. *Frondicularia ampulla* HUCKE
" 11. *Marginulina bicostata* TERQUEM
" 12. *Marginulina striatocostata* REUSS
a. Jung, b. Ausgewachsen
" 13. *Marginulina rostrata* HUCKE
" 14. *Vaginulina arguta* REUSS
" 15. " *Strombecki* REUSS
" 16. " *incompta* REUSS var. *striata*
" 17. *Cristellaria impressa* REUSS — Vergröß. 85 fach.
" 18. " *instabilis* TERQUEM
" 19. " *planiuscula* REUSS
" 20. " *parallela* REUSS
" 21. " *protosphaera* REUSS
" 22. " *pommeranica* HUCKE
" 23. " sp.
" 24. *Spirillina tenuissima* GÜMBEL
" 25 " *trochiformis* SCHACKO
a. Obere Ansicht
b. Seitenansicht, schematisch
c. Untere Ansicht
" 26. *Anomalina rudis* REUSS.



Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart



30. Gault in Bartin bei Degow (Hinterpommern).

Von Herrn Kurt Hucke.

Hierzu Taf. XXIII u. 2 Textfig..

Berlin, den 1. Dezember 1904.

Auf einer geologischen Exkursion nach Pommern und Bornholm im Sommer 1903 besuchte ich auch Bartin unweit Kolberg, wo eine Klippe von Kalken des oberen Malm zu Tage steht. „Die Schichten fallen steil 40° gegen Westen ein. Die unterste Schicht ist ein zum Kalkbrennen geeigneter Oolith mit kleinen Austern, *Pecten-* und *Avicula-*Arten, sowie *Pygurus Blumenbachi*, einem in Kalzit versteinerten Seeigel. Darüber zum Düngen benutzte oolithische Kalke und einige sehr fossilreiche, etwa fußdicke feste Bänke mit großen Trigonien *(Trigonia Bronni, suprajurensis)*, vielen Ammoniten bis Wagenradgröße *(Perisphinctes-* und *Aspidoceras-*Arten), zahlreiche *Pecten (P. Buchii)*, Austern *(Ostrea virgula)* und Serpuliden *(Serp. spuamosa)*. Die obersten Bänke bildet ein grüner bis gelblicher magerer Letten, der schon z. T. mit Diluvium gemengt ist und nur kalzinierte Versteinerungen führt."[1]) Wahrscheinlich ist dieser letztgenannte Letten identisch mit der etwa 30 cm dicken Tonschicht, von der ich bei meinem Besuche der Bartiner Grube zwecks mikroskopischer Untersuchung einige Stücke mitnahm.

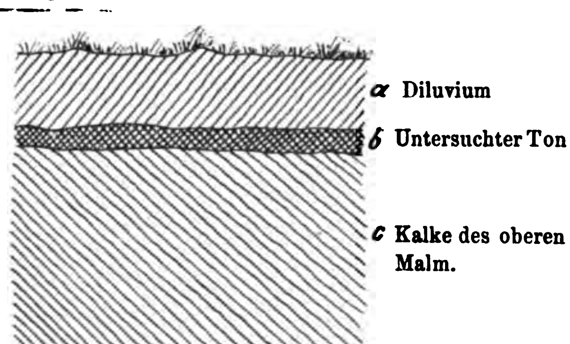


Fig. 1.

Das Material wurde geschlämmt und aus dem Rückstande die Petrefacten herausgelesen, welche im Folgenden aufgeführt sind.

[1]) W. Deecke, Geologischer Führer durch Pommern. S. 94.

Pisces.

Zähne und Schuppen. Taf. XXIII Fig. 1 und 2.

Die Zähne sind konisch, mit kreisförmigem Querschnitt. Die vom Mittelkanal ausgehenden Dentinröhren treten deutlich in Erscheinung. Doch war es mir auch bei stärkerer Vergrößerung nicht möglich, die den Mittelkanal und den Anfang der Dentinröhren umgebenden Haverschen Lamellen zu sehen. Ebensowenig ließ sich der Übergang der Dentinröhren in den Plakoinschmelz und die Bildung feiner Röhrchen in demselben verfolgen.

Die Schuppen sind rund bis rhombisch; der Stiel liegt zentral oder etwas exzentrisch; bei einem Exemplar bildet er die Fortsetzung des Randes.

Die meisten Schuppen sind mit Bohrgängen des Fadenpilzes *Mycelites ossifraga* Roux durchsetzt.

Lamellibranchiata.

Ostrea virgula. Häufig, doch nur in kleinen Exemplaren und meist zertrümmert.

Echinodermata.

Echinoidea.

Es liegen einzelne Tafeln und Stacheln vor. — Die auf Taf. XXIII Fig. 3 und 4 zur Anschauung gebrachten Körperchen halte ich für Teile des Kauapparates. Derselbe besteht bei rezenten Seeigeln meist aus 40 Kalkstücken, nämlich 5 Paar Halbpyramiden, von denen je ein Paar einen Zahn umschließt und oben von 5 paarigen Ergänzungsstücken (H. Meyer) oder Epiphysen (Lovén) zusammengehalten wird. In dem Zwischenraum zwischen je zwei Halbpyramidenpaaren liegen oben radial 5 unpaare Schaltstücke, (rotulae Desmoulins, falces Valentin), die wiederum von 5 inneren und 5 äußeren Gabel- oder Bügelstücken, (compas Valentin), überlagert werden. *Echinus esculentus* zeigt an den inneren Seiten der Epiphysen deutliche Zähnelung, ähnlich der in unseren Figuren dargestellten. Die Vertiefung gl in Fig. 3 ist die Glenoidalgrube für den Vorsprung der Schaltstücke.





Fig. 2.
Asterias cfr. *impressae* Qu.

Wir haben es demnach in Fig. 3 und 4 wohl mit fossilen Epiphysen zu tun.

Asteroidea.

Randtäfelchen (s. nebenstehende Figur) von *Asterias impressae?*[1])

[1]) Vergl. Queenstedt, Petrefaktenkunde t. 71, f. 15, 17, 18.

Crinoidea.

Stielglieder, wahrscheinlich von *Pentacrinites astralis* Fig. 5.[1]) Fig. 5c zeig ein Verticillenglied mit den Ansatzstellen für die Cirren.

Im Gault des Lindener Berges bei Hannover kommen Stielglieder in großer Menge vor, die mit den vorliegenden identisch sind.

Holothuroidea.

Uncinulina polymorpha Terquem.[2])
Taf. XXIII Fig 6.

Diese gekrümmten Stäbe sind wahrscheinlich Teile des Hautskeletes von Seewalzen. Die rezente *Chirodota japonica* v. Marenz zeigt ganz ähnliche Kalkkörper in der Haut.[3]) Es ist jedoch auch möglich, daß die *Uncinulina* Reste von Kalcispongien darstellt, da unter den rezenten Kalkschwämmen die Gattungen *Myxilla* und *Syculmis* hakenförmige Gebilde ausscheiden, die den vorliegenden ebenfalls ähnlich sind.

Ostracoda.

Cythere plicata v. Münster.

Häufig. Kommt auch im Gault des Lindener Berges bei Hannover vor.

Cythere quadrilatera Roemer.
Cytheridea subperforata Rupert u. Jones.
Cytheridea trigonalis Rupert u. Jones.

Foraminifera.

Die Foraminiferen sind durchweg ziemlich schlecht erhalten. Wegen der vorgeschrittenen Kalcination muß man auf genauere Untersuchungen z. B. über Perforation oder spezielle Mündungsverhältnisse verzichten. Wie es häufig vorkommt, daß bestimmte Genera dominieren, z. B. Fusulinen im Kohlenkalk, Globigerinen in der Kreide oder Nummuliten im Tertiär, so hier die Spirillinen, welche das größte Kontingent, etwa 90°/o aller vorkommenden Foraminiferen, stellen. Unter den Ostrakoden herrscht *Cythere plicata* v. Münster vor.

Alle Abbildungen sind nach Kanadabalsampräparaten bei durchfallendem Licht gezeichnet. — Die Aufzählung geschieht nach dem von Brady im Challenger Report verfolgten System.

---

[1]) Vergl. Queenstedt, a. a. O. t. 72, f. 81.
[2]) Vergl. Terquem, II. Mém. du Lias t. V. f. 7.
[3]) Vergl. Bronn, Tierreich, Aufl. 1889—1892, 2.; 3, 1; t. 1 f. 6.

Lituolidae.

Ammodiscus bartinensis n. sp.

Taf. XXIII Fig. 7.

Gehäuse flach, mit etwa 4 Umgängen, die letzte Windung viel breiter als die vorgehenden. Die Schale ist ziemlich durchsichtig, doch läßt sich ihre Struktur nicht mehr erkennen. Größter Durchmesser: 0,3 mm. Eine ähnliche Form bildet ANDREAE[1]) als *A. pellucidus* n. sp. ab.

Textularidae.

Textularia cordiformis SCHWAGER[2])

Taf. XXIII, Fig. 8; nähert sich der Kreideform *T. globulosa* REUSS = *T. striata* EHRENBERG.

Lagenidae.

Lagena pura n. sp.

Taf. XXIII Fig. 9.

Längsschnitt oval bis elliptisch, Querschnitt kreisrund. Hals fehlt. Die schlitzförmige Mündung verengert sich zu einer Röhre. die sich noch mehr oder weniger weit ins Innere hinein verfolgen lässt. Die Schale ist sehr dünn und entbehrt jeglichen Zierrates. Nur bei wenigen Exemplaren befindet sich am aboralen Pol eine kleine Spitze. Länge 0,13 mm, Breite 0,085 mm. Nicht selten. Diese Lagene hält etwa die Mitte zwischen *L. lucida* WILL. und *L. apiculata* REUSS[3]). Eine verwandte Form, *Lagena apiculata* var. *elliptica*, führt REUSS[4]) aus dem Gault an, doch ist diese Varietät bedeutend schlanker und an beiden Enden scharf zugespitzt.

Lingulina furcillata BERTHELIN[5]).

Frondicularia concinna KOCH[6]).

Frondicularia ampulla n. sp.

Taf. XXIII Fig. 10.

Das ziemlich große Gehäuse ist flach blattförmig, mit

---

[1]) Beitrag zur Kenntnis des Elsasser Tertiärs, Straßburg 1883 t. IV f. 1.

[2]) Vergl. SCHWAGER, Beitrag zur Kenntnis der mikroskopischen Fauna jurassischer Schichten; Schicht der *Terebratula impressa*. Jahresh. d. Ver. für vaterl. Naturk. in Württemberg; **21.** 1865, t. VII f, 15.

[3]) Vergl. REUSS, Die Foraminiferenfamilie der Lageniden; Sitz.-Ber. K. Akad. d. Wiss. Math.-naturw. Kl. Wien 1868. **46.** t. II f. 25 und t. I f. 4—8, 10, 11.

[4]) Die Foraminiferen des norddeutschen Hils und Gault. Ebenda t. II f. 2.

[5]) Vergl. V. Mémoire sur les Foraminifères fossiles de l'étage Albien de Montcley (Doubs); Mém. Soc. Géol. de France, (3) 1. Paris 1880, Pl. IV f. 6.

[6]) Vergl. REUSS, Hils und Gault, t. IV f. 13.

scharf markierten Streifen bedeckt. Rückenkante fast gerade, Bauchlinie stark geschwungen. Die etwas plumpe äußere Form erinnert an *Cristellaria*, die Kammern reiten jedoch, und die Mündungen sind nicht wand- sondern mittelständig. Länge: 0,47 mm. Breite: 0,13 mm.

Rhabdogonium acutangulatum Reuss[1]).

Marginulina bicostata Terquem[2]). Taf. XXIII Fig. 11.

Marginulina striatocostata Reuss. Taf. XXIII Fig. 12[3]). Häufig.

Marginulina robusta? Reuss[4]).

Marginulina rostrata n. sp.

Taf. XXIII Fig. 13.

Langgestreckt, walzenförmig; Kammern fast rund, auf der Bauchseite deutlich gegeneinander abgesetzt, Rückenlinie fast gerade. Mündung in einen langen röhrenförmigen, etwas gebogenen Schnabel ausgezogen. Vier Längsstreifen. Länge: 0,37 mm. Breite: 0,16 mm.

Diese neue schöne Form erinnert an einen älteren Repräsentanten dieses Genus: *Marginulina radiata* Tq.[5]). Letztere ist jedoch ziemlich stark gekrümmt und hat eine unverhältnismäßig lange Embryonalkammer. Unsere Form ist auch mehr konisch gebaut.

Vaginulina arguta Reuss Taf. XXIII Fig. 14[6])

Vaginulina Strombecki Reuss Taf. XXIII Fig. 15[7]).

Vaginulina incompta Reuss[8]).

Wie schon der Name sagt, ist diese Form ungestreift. Doch kommt bei sonstiger völliger Übereinstimmung mit *V. incompta* auch Streifung vor:

Vaginulina incompta var. *striata* Taf. XXIII Fig. 16.

Vaginulina truncata Reuss[9]).

Vaginulina orthonata Reuss[10]). Häufig.

Vaginulina angustissima Reuss[11]).

Vaginulina harpa Roemer[12]).

Reuss stellt diese Spezies mit *V. Dunkeri* Koch zusammen.

---

1) Vergl. a. a. O. t. IV f. 14.
2) Vergl. III. Mém. du Lias, Pl. X, f. 14.
3) Vergl. a. a. O. t. VI. f. 2.
4) Vergl. a. a. O. t. VI. f. 5, 6.
5) VI. Mém. du Lias, Pl. XXI f. 16.
6) Vergl. a. a. O. t. III f. 18.
7) Vergl. a. a. O. t. III f. 8.
8) Vergl. a. a. O. t. III f. 5.
9) Vergl. a. a. O. t. III f. 9.
10) Vergl. a. a. O. t. IV f. 8.
11) Vergl. a. a. O. t. III f. 3.
12) Vergl. Reuss a. a. O. t. IV f. 7.

Cristellaria impressa Reuss. Taf. XXIII Fig. 17[1]).
Cristellaria instabilis Terquem. Taf. XXIII Fig. 18[2]).
Cristellaria planiuscula Reuss. Taf. XXIII Fig. 19[3]).

Cristellaria parallela Reuss

Taf. XXIII Fig. 20.

Unsere Abbildung ist zwar etwas schlank, doch kann diese Form noch sehr gut für *Cr. parallela* genommen werden. Die außerdem noch bei der Bestimmung in Betracht kommenden *Cr. perobliqua* Reuss und *Cr. linearis* Reuss scheiden bei näherer Vergleichung aus, da *Cr. perobliqua* eine andere Embryonalanlage zeigt und *Cr. lineata*, wenn auch schwach, gekrümmt ist.

Cristellaria protosphaera Reuss. Taf. XXIII Fig. 21[4]).

Cristellaria pommeranica n. sp.

Taf. XXIII Fig. 22.

Ziemlich langgestreckt und flach, mit scharfem Kiel, meist mit 5 Längsstreifen bedeckt. Mündungsschnabel kurz. Länge: 0,29 mm. Breite: 0,19 mm.

Cristellaria Münsteri Reuss[5]).
Cristellaria laevigata Reuss[6]).
Cristellaria Dunkeri Reuss[7]).
Cristellaria Schloenbachi? Reuss[8]).
Cristellaria perobliqua Reuss[9]).
Cristellaria pulchella Reuss[10])

Taf. XXIII Fig. 23 stellt eine abnorme Form dar. Derartige Wachstumsanomalien sind bei Cristellarien nicht selten: *Cr. centralis* Terquem[11]) ist ähnlich. Im Jura kommt es häufig vor, daß echte Cristellarien plötzlich nach Flabellinen-Art weiter wachsen, z. B. *Flabellina obliqua* Terquem[1]). Im Gault des Lindener Berges bei Hannover kommen Formen vor, die unserer Abbildung durchaus gleichen. — Systematisch wäre die vor-

---

[1]) Vergl. a. a. O. t. IX f. 2.
[2]) Vergl. II. Mém. sur les Foram. du Système Oolithique, Zone à Amm. Parkinsoni, Metz 1869; Pl. XVII f. 25.
[3]) Vergl. a. a. O. t. VII f. 15.
[4]) Vergl. a. a. O. t. VII f. 8.
[5]) Vergl. a. a. O. t. IX. f. 3, 4.
[6]) Vergl. a. a. O. t. XII f. 14.
[7]) Vergl. a. a. O. t VIII f. 6.
[8]) Vergl. a. a. O. t. VI f. 14, 15.
[9]) Vergl. a. a. O. t. VII f. 8.
[10]) Vergl. a. a. O. t. VIII f. 1.
[11]) II. Mém. sur les Foram. du Syst. Oolith. Pl. XV. f. 17.
[12]) III. Mém. du Lias, Pl. X, f. 15.

liegende Cristellarie etwa zu *Cr. macrodisca* REUSS[1]) oder *Cr. sternalis* BERTHELIN[2]) zu stellen.

Guttulina strumosa GÜMBEL.[3])

Globigerinidae.

Globigerina cretacea D'ORB.

Rotalidae.

Spirillina tenuissima GÜMBEL, Taf. XXIII Fig. 24[4]).

Steht der *Sp. minima* SCHACKO sehr nahe.[5])

Spirillina trochiformis SCHACKO, Taf. XXIII Fig. 25.[6])

Diese Foraminifere, die SCHACKO aus der Cenomankreide beschreibt, kommt in Bartin in außerordentlich großer Zahl vor. Der Querschnitt ist teils spitz kegelförmig, teils bildet er oben eine runde Kuppe. Der untere Hohlraum ist häufig von einem Netz erhabener Leisten überzogen, die sich wegen ihrer dunkleren Farbe deutlich abheben.[7]) Die Bedeutung dieser sehr eigenartigen Strukturverhältnisse vermag ich nicht anzugeben. Doch scheint TERQUEM bei *Involutina jonesi*[8]) etwas Ähnliches gesehen zu haben: seine Abbildung der Unterseite dieser Foraminifere zeigt auch Netzstruktur.

Anomalina (Rosalina) rudis REUSS. Taf. XXIII Fig. 26.[9])

Rotalia spinulifera REUSS.[10])

Altersbestimmung.

Nach DEECKE sind die Bartiner Kalke gleichaltrig mit dem oberen Kimmeridge, dem Virgulien des Schweizer Jura, des hannoverschen Gebietes und Oberschlesiens. Man könnte daher erwarten, daß der Ton, über dessen Untersuchung oben berichtet ist, ebenfalls zum Malm gehört. Die nachstehende Tabelle 1 über die vorkommenden Foraminiferen jedoch, die hauptsächlich nach den Listen von REUSS über Neocom und Gault aufgestellt wurde, zeigt daß wir es mit Neocom und Gault zu tun haben,

---

[1]) In BERTHELIN, V. Mém. sur les For. foss. de l'étage Albien, Pl. III, f. 11, 14.

[2]) Ebenda Pl. III, f. 2.

[3]) Die Streitberger Schwammlager und ihre Foraminifereneinschlüsse. Jahresh. Ver. für vaterl. Naturk. in Württemberg. **18.** 1862, t. IV, f. 18, 14.

[4]) a. a. O., t. IV, f. 12.

[5]) Foraminiferen und Ostrakoden aus der Kreide von Moltzow; Archiv der Freunde der Naturgesch. in Mecklenburg; Jahrg. 1891, f. 4.

[6]) a. a. O., f. 8.

[7]) Vergl. f. 25, c.

[8]) II. Mém. du Lias Pl. VI, f. 22.

[9]) a. a. O., t. XI, f. 7.

[10]) a. a. O., t. XIII, f. 8, 5.

eine Angabe, die ich in Hinsicht auf Tabelle 2 dahin präzisieren möchte, daß unterer Gault vorliegt. Dieser Schluß wird noch unterstützt durch die Übereinstimmung des erwähnten Pentakriniten mit dem im Gault des Lindener Berges bei Hannover gefundenen und das Vorkommen von *Cythere plicata* v. MÜNSTER. Schließt man sich dieser Parallelisierung an, so klafft in Bartin zwischen den obersten Kalkschichten und unserem Tone eine Lücke: es fehlt das Tithon, die Wealdenbildung und obere Hilsformation.

Tabelle 1.

Bartin	Jura			Kreide		
	Lias	Dogger	Malm	Neocom	Gault	Cenoman
Ammodiscus bartinensis n. sp.	.	.	.	.	.	.
Textilaria cordiformis SCHWAGER	.	.	+	.	.	.
Lagena pura n. sp.	.	.	.	.	.	.
Lingulina furcillata BERTHELIN	.	.	.	.	+	.
Frondicularia concinna KOCH	.	.	.	+	+	.
„ *ampulla* n. sp.	.	.	.	.	.	.
Rhabdogonium acutangulatum REUSS	.	.	.	+	+	.
Marginulina bicostata TERQUEM	+	.	.	.	.	.
„ *striatocostata* REUSS	.	.	.	+	.	.
„ *robusta?* REUSS	.	.	.	+	+	.
„ *rostrata* n. sp.	.	.	.	.	.	.
Vaginulina arguta REUSS	.	.	.	+?	+	.
„ *Strombecki* REUSS	.	.	.	.	+	.
„ *incompta* REUSS	.	.	.	+	.	.
„ *truncata* REUSS	.	.	.	+	+	.
„ *orthonota* REUSS	.	.	.	+	.	.
„ *angustissima* REUSS	.	.	.	.	+	.
„ *harpa* ROEMER	.	.	.	+	+	.
Cristellaria impressa REUSS	.	.	.	.	+	.
„ *instabilis* TERQUEM	.	+	.	.	.	.
„ *planiuscula* REUSS	.	.	.	.	+	.
„ *parallela* REUSS	.	.	.	+	.	.
„ *protosphaera* REUSS	.	.	.	+	.	.
„ *pommeranica* n. sp.	.	.	.	.	.	.
„ *Münsteri* REUSS	.	.	.	+	+	.
„ *laevigata* REUSS	.	.	.	.	+	.
„ *Dunkeri* REUSS	.	.	.	+	+	.
„ *Schloenbachi?* REUSS	.	.	.	+	+	.
„ *perobliqua* REUSS	.	.	.	.	+	.
„ *pulchella* REUSS	.	.	.	+	+	.
Guttulina strumosa GÜMBEL	.	.	+	.	.	.
Globigerina cretacea D'ORBIGNY	.	.	.	.	+	+
Spirillina tenuissima GÜMBEL	.	.	+	.	.	.
„ *trochiformis* SCHACKO	.	.	.	.	.	+
Anomalina rudis REUSS	.	.	.	.	+	.
Rotalia spinulifera REUSS	.	.	.	.	+	.

Tabelle 2.

Bartin	Unterer Gault		Mittlerer Gault		Oberer Gault	
	Speeton Clay	Gargas-Mergel	Tardefurcatuston	Milletianuston	Minimuston	Flammenmergel
Frondicularia concinna KOCH	+	.	.	.	.	.
Rhabdogonium acutangulatum REUSS	+	+	.	.	.	.
Marginulina robusta? REUSS	+	.	+	.	.	.
Vaginulina arguta REUSS	.	.	.	.	+	+
„ *Strombecki* REUSS	.	.	.	.	+	.
„ *truncata* REUSS	+	.	.	.	.	.
„ *angustissima* REUSS	.	.	.	+	.	.
„ *harpa* ROEMER	+	.	.	.	.	.
Cristellaria planiuscula REUSS	.	+	.	.	.	.
„ *impressa* REUSS	.	+	.	.	.	+
„ *Münsteri* REUSS	+	.	.	.	.	.
„ *laevigata* REUSS	.	.	.	.	+	.
„ *Dunkeri* REUSS	+	.	.	.	.	.
„ *Schloenbachi?* REUSS	+	.	.	.	.	.
„ *perobliqua* REUSS	.	.	.	.	+	.
„ *pulchella* REUSS	.	.	.	.	+	.
Globigerina cretacea D'ORBIGNY	.	.	.	+	+	.
Anomalina rudis REUSS	.	.	.	+	.	.
Rotalia spinulifera REUSS	.	.	.	.	+	.

Nachtrag.

In der vorstehenden Untersuchung benutzte ich bei der Altersbestimmung die Gliederung der unteren Kreide, welche A. v. STROMBECK[1]) aufgestellt hat. Dieselbe läßt sich jedoch nicht aufrecht erhalten, da der Speetonclay die ganze untere Kreide vertritt, und die Gargasmergel neuerdings noch zum Neocom gerechnet werden. Die Spalte 1 in Tabelle 2 (Speetonclay) verliert somit völlig ihre Bedeutung für eine genauere Niveaubestimmung, und der untersuchte Bartiner Ton muß daher einer höheren Schicht des Gault, etwa der Zone des *Belemnites minimus*, zugeschrieben werden.

---

[1]) Über den Gault und insbesondere die Gargasmergel im nordwestlichen Deutschland. Diese Zeitschr. 13.

Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß dieses bei den Akten der Königlichen Bergwerksverwaltung aufbewahrte Bohrregister als ein zuverlässiges Dokument anzusehen ist. Man merkt deutlich, daß der Bohrmeister soweit ein petrographischer Sachverständiger gewesen ist, daß er die verschiedenen Arten der in Frage kommenden Sedimentgesteine gut kannte; denn sonst würde er nicht imstande gewesen sein, in dem Bohrschmand nicht weniger als 5 verschiedene Gesteinsarten zu unterscheiden: nämlich Sandstein, Kalkstein, sandige Schiefer, „Liasschiefer“ und „schwarze, sehr bituminöse Schiefer“.

Da Kalksteine und Sandsteine als mögliche Ursachen der so hohen Wärmezunahme ausscheiden, so bleiben nur die beiden letztgenannten Gesteinsarten als solche übrig. Hierbei muß aber einem jeden kritisch Lesenden der Umstand auffallen, daß der Bohrmeister, obgleich ihm doch nur völlig zerstampfte Gesteinsmasse vorlag, dennoch zwei verschiedene Gesteine auseinanderhielt: Die wirklichen „schwarzen, sehr bituminösen Schiefer“ (des Lias ε), welche nur eine verschwindend geringe Mächtigkeit aufwiesen, und gewisse andere Gesteine, die, umgekehrt, sehr mächtig waren, aber von dem Bohrmeister nur als „Liasschiefer“ kurzweg bezeichnet wurden.

Was für Gesteine waren diese „Liasschiefer“? Warum unterschied sie der Bohrmeister von den „schwarzen sehr bituminösen Schiefern“? Die Beantwortung dieser Frage ist entscheidend für oder gegen Höfers Darlegung. Höfer nimmt an, daß diese „Liasschiefer“ ebenfalls bituminöse Schiefer seien, daß folglich die ganze Mächtigkeit des dortigen Schichtenprofiles aus vorwiegenden bituminösen Schiefern bestehe; und auf diese Annahme gründet er seine Hypothese. Ich dagegen habe dargetan, daß diese angeblichen „Schiefer“ nur Tone sind und sein können, die mit bituminösen Schiefern nichts gemein haben. Auf welcher Seite liegt hier der Irrtum?

Das Bohrloch, dessen Lage noch heute genau bekannt ist, setzt im Braun-Jura β auf; zum Überflusse sagt aber auch Graf von Mandelsloh, auf den sich H. Höfer stützt, ausdrücklich, daß es im Unter-Oolith, der bis über 700 Fuß Tiefe hinabreicht, gelegen sei. Es ist mithin zunächst einmal klar, daß die vom Bohrmeister angewandte Bezeichnung „Liasschiefer“ für die oberen Teufen, und zwar für die größere Hälfte der ganzen Mächtigkeit des Profiles, richtiger „Braun-Jura“ Schiefer gelautet haben müßte.

Im Braun-Jura aber gibt es in Schwaben, wie allbekannt, keine solchen bituminösen Schiefer, wie sie Höfer im Auge hat und für seinen Erklärungsversuch benötigt; sondern neben anderen Gesteinen nur Tone.

Indessen auch im Lias finden sich solche bituminösen Schiefer, wie sie Höfer im Sinne hat, in Schwaben lediglich im Lias ε; und wieder auch hier nur in der geringen Mächtigkeit von etwa 30 Fuß[1]).

Für jeden Geologen sind diese Verhältnisse so selbstverständlich, daß einem solchen ihre Darlegung überflüssig erscheinen, jedenfalls aber ein Zweifel daran überhaupt nicht entstehen kann. Er wird vielmehr die Worte des Grafen von Mandelsloh, die Höfer als „für ihn allein maßgebend" erklärt: „Durch die ganze Tiefe des Bohrloches zeigte sich stets schwarzer, bituminöser Schiefer-Ton, mit welchem 1—4′ mächtige Flöze von Kalkstein wechselten"[2]) sofort als etwas nicht wörtlich zu Nehmendes erkennen. Vermutlich weniger deswegen nicht wörtlich zu nehmen, weil Mandelsloh garnicht Geolog, sondern Forstmann war; sondern vielmehr deswegen, weil für Mandelsloh, der nur die Wärmezunahme, nicht aber ihre Ursache feststellen wollte, die petrographische Beschaffenheit hier völlige Nebensache war. Mandelsloh hat mit jenen Worten vermutlich den Inhalt des Bohrregisters nur summarisch zusammenfassen wollen, ohne zu ahnen, daß man sich einst an seinen Wortlaut klammern, denselben so irrtümlich mißdeuten könne.

Wenn aber trotzdem H. Höfer meine, für einen Geologen selbstverständliche, zudem noch durch das Bohrregister gestützte Deutung des Schichtenprofiles verwirft, auch trotz meines noch brieflich erfolgten Einspruches dabei verharrt und seine Hypothese dennoch auf die unrichtige Vorstellung gründet, bei Neuffen beständen der ganze Untere Braun-Jura und der ganze Lias aus vorherrschenden bituminösen Schiefern —

dann erweist sich H. Höfers chemischer Erklärungsversuch der Ursache der so starken Wärmezunahme im Bohrloche zu Neuffen notwendigerweise als ebenso unrichtig, wie die geologische Vorstellung das ist, auf die er sich gründet.

Sicher ist für allgemein geologische Fragen eine Mitwirkung des Chemikers und Physikers überaus wünschenswert und dankbarlichst anzuerkennen. Indessen beide müssen hierbei doch die geologischen Tatsachen anerkennen, nicht aber statt dieser etwas ganz Unmögliches für richtig erklären und darauf dann eine Hypothese gründen. Was würde ein Chemiker sagen, wenn ein Nicht-Chemiker eine Hypothese begründen wollte mit der Be-

---

[1]) Die ganz geringmächtigen im obersten Lias α spielen gar keine Rolle.

[2]) N. Jahrb. f. Min., 1844 S. 441.

hauptung, die Seife z. B., palmitinsaures Natrium, habe garnicht die Formel $C_{15} H_{31} COO Na$, sondern bestehe wesentlich nur aus Natrium?

Dieser Vergleich ist hart, aber völlig zutreffend, denn ungefähr ebenso klingt dem Ohre des Geologen Höfers Annahme, die ganze durchbohrte Schichtenfolge des Unteren Braun-Jura und des Lias bestehe wesentlich aus bituminösen Schiefern.

Genau wie dort das Natrium nur einen kleinen Anteil an dem Aufbau der Seife nimmt, so nehmen auch hier die bituminösen Schiefer mit ihrer Mächtigkeit von rund 30 Fuß nur etwa $^1/_{40}$! von der Gesamtmächtigkeit des durchbohrten Schichtenprofiles (1006 Fuß) ein; und trotzdem bleibt H. Höfer dabei, daß sie nicht 30 Fuß messen, sondern sich in der von Mandelsloh angegebenen Weise durch die ganze Mächtigkeit des Profiles hindurchziehen.

Nun könnte aber vielleicht doch noch ein Einwurf mit der Behauptung versucht werden, daß, wenn auch nicht bituminöse Schiefer, so doch die Tone des Braun-Jura und Lias in ihrem Kohlenstoffgehalte die Ursache der so abnorm großen Wärmezunahme bei Neuffen gewesen seien. Ich will daher diesen möglichen Einwurf mit zwei Gründen abschneiden.

Der erste liegt in der Tatsache, daß bei Neuffen natürlich doch nur ganz dieselben Gesteinsarten des Braun-Jura und Lias durchbohrt werden konnten, wie sie allerorten dem Typus des schwäbischen Jura eigen sind, daß folglich über sehr weite Strecken: nämlich nicht nur im ganzen Gebiete des schwäbischen Jura, sondern auch überall da, wo dieselbe petrographische Entwicklung des Jura herrscht, ja, allgemein auch überall da, wo in anderen Formationen solche dunklen Tone auftreten — daß überall dort eine abnorm starke Wärmezunahme sich zeigen müßte, wenn wirklich in ihrem Kohlenstoffgehalte die Ursache dieser Erscheinung zu suchen sei. Nichts derartiges ist bisher bekannt geworden.

Wohl aber hat sich, und das ist der zweite Grund, in Württemberg, nicht weit von Neuffen entfernt, ebenfalls eine abnorm große Wärmezunahme gezeigt, obgleich dort keinerlei Juraschichten anstehen. Schon in der auf S. **174** erstzitierten meiner beiden Arbeiten[1]) habe ich darauf hingewiesen, daß auch in dem Bohrloche bei Sulz, nur 8 Meilen[2]) von Neuffen entfernt,

[1]) a. a. O. S. 140.

[2]) Sulz liegt in grader Linie entfernt:
40 km westlich von den westlichsten vulkanischen Vorkommen der Gruppe von Urach.
50 km nördlich von den nördlichsten Vorposten der vulkanischen Gruppe im Hegau.
60 km westlich von dem Bohrloche bei Neuffen.

eine ganz ungewöhnlich kleine Tiefenstufe von 24 m festgestellt worden ist, wenngleich dieselbe immer noch nennenswert größer als bei Neuffen (ca. 11 m) ist. Nun zeigt ein Blick auf die geologische Karte sofort, daß Sulz bereits im Gebiete der Trias, also älterer Schichten, liegt, als Neuffen. Mit anderen Worten: Obgleich in dem Bohrloche von Sulz, 8 Meilen von Neuffen, weder Braun-Jura noch Lias-Schichten durchsunken wurden, sondern nur die gewiß nicht bituminösen Trias-Schichten, so findet sich dennoch auch dort eine abnorm große Wärmezunahme. Ein etwaiger Bitumengehalt ist dort also mit absoluter Sicherheit als Ursache der Erscheinung ausgeschlossen.

Aber noch ein Drittes: Wenn auch das Profil von Neuffen zwar nicht, wie Höfer meint, aus vorwiegenden bituminösen Schiefern besteht, so entbehrt es derselben doch nicht völlig; denn von 770 bis 800 Fuß Tiefe sind solche vorhanden.

Es läßt sich daher ganz allgemein, wenn ich so sagen darf, eine Probe zu der von Höfer angestellten Berechnung machen. Trifft die Ansicht dieses Autors, daß bituminöse Schiefer durch ihre chemischen Prozesse abnorm hohe Wärmesteigerung hervorrufen, ganz allgemein das Richtige, so müßte bei Neuffen doch wenigstens von 770 — 800 Fuß Tiefe eine abnorme Wärmesteigerung sich zeigen.

Davon ist indessen nicht das mindeste zu sehen, wie die folgende Reihe der Tiefenstufen erkennen läßt, in welcher ich die Teufe 7—800 durch Druck hervorhebe, da in dieser von 770 bis 800, die bituminösen Schiefer liegen.

Tiefe					Tiefenstufe
von	100	bis	200	Fuß	2,9° C.
„	200	„	300	„	2,8° „
„	300	„	400	„	1,7° „
„	400	„	500	„	2,2° „
„	500	„	600	„	3,1° „
„	600	„	700	„	1,9° „
„	**700**	„	**800**	„	**2,4°** „
„	800	„	900	„	3,4° „
„	900	„	1000	„	2,3° „
„	1000	„	1100	„	3,3° „
„	1100	„	1200	„	1,9° „

Die Tiefenstufen für 300—400, 400—500, 1000—1100, 1100—1200 sind berechnet auf Grund der wirklich gemessenen Tiefen: 300—409 (Wärmezunahme 1,9° C.); 409—500 (W.-Z. 2,0° C.); 1000—1080 (W.-Z. 2,8° C.); 1080—1180 (W.-Z. 2,4° C.)

Überblickt man diese Reihe, so zeigt sich, daß je die stärkste

Wärmezunahme: 3,1° C., bez. 3,4° C., bez. 3,3° C., sich gerade dort einstellt, wo keine bituminösen Schiefer vorhanden sind; daß dagegen dort, wo diese auftreten, nur 2,4° C. beobachet wurden. Folglich trifft Höfers Hypothese für Neuffen auch nicht einmal dort das Richtige, wo wirklich bituminöse Schiefer liegen, wo also besonders starke Wärmezunahme seiner Ansicht nach auf jeden Fall sich zeigen müßte.

H. Höfer hatte aber noch einen weiteren Beweis gegen die von mir geäußerte Ansicht erbringen zu können geglaubt, zu dessen Verständnis ich das Folgende vorausschicken muß:

In meiner erstzitierten Arbeit hatte ich ausgeführt, daß ich mir als Ursache der dortigen vulkanischen Erscheinungen einen unter dem Gebiete von Urach befindlichen, isolierten, flachgelegenen Schmelzherd denke, von dem aus die zahlreichen (weit über hundert) Durchbruchsröhren durch die darüberliegenden Erdschichten senkrecht hindurchgeschossen seien. Man würde vielleicht einen solchen Schmelzherd mit seinen Ausläufern sich vorstellen können unter dem Bilde eines auf der Unterseite liegenden Seeigels, dessen Stacheln, die Durchbruchsröhren bez. deren Füllmasse, sämtlich nach aufwärts gerichtet wären.

Nähert man sich nun von der Erdoberfläche aus einem solchen flachgelegenen kleinen Schmelzherde, so wird die Wärme abnorm schnell anwachsen. Denkt man sich dagegen **unterhalb** dieses Schmelzherdes die Untersuchung fortgesetzt, so wird die Wärmezunahme nach der Tiefe hin notwendig allmählich wieder eine normale werden müssen.

Eine solche Annahme des Vorhandenseins flachgelegener, isolierter Schmelzherde beginnt jetzt wieder mehr und mehr Boden zu fassen. Nach Stübelscher Anschauungsweise würden dieselben nach abwärts vollkommen isoliert, d. h. vom Zusammenhange mit irgendwelchen etwa noch vorhandenen, tiefer gelegenen Schmelzmassen abgeschnitten sein. Hier würde also meine obige Darlegung, daß unterhalb dieses isolierten Schmelzherdes die Wärmezunahme wieder normal werden müsse, zutreffen.

Aber auch wenn man annimmt, der Schmelzfluß des isolierten Herdes sei auf einer Röhre oder Spalte aus der Tiefe heraufgestiegen, so würde jene Darlegung im allgemeinen ebenfalls zutreffen; denn nur in der Nähe dieser, gegenüber dem umfangreichen Schmelzkuchen doch nur engen Röhre oder Spalte würde auch nach abwärts eine größere Wärmezunahme erfolgen können; aber auch das nur so lange, als die doch geringe Füllmasse der engen Röhre bez. Spalte noch nicht abgekühlt wäre.

Die Frage, ob isolierte, flachgelegene Schmelzherde den Vulkanen zu Grunde liegen, oder ob das allgemeine, tiefgelegene

Erdinnere sie speist, mag freilich strittig sein. Speziell für das Gebiet von Urach aber wird man, wie ich gezeigt habe, jedenfalls von der Vorstellung absehen müssen, daß der Vulkanismus hier aus einem großen, allgemeinen Herde, dem Erdinnern, genährt worden sein könne. Denn wenn auf räumlich so beschränktem Gebiete wie dort nicht weniger als ca. 125 senkrechter Röhren von dem Schmelzherde aus durch die überliegende Erdrinde hindurch geschossen wurden, dann kann das wohl nur von einem flachliegenden, isolierten Herde aus geschehen sein, nicht aber von einem tiefgelegenen, allgemeinen Erdinnern.

Nachdem ich dies vorausgeschickt, komme ich zu dem von H. Höfer mir gemachten Einwurfe. A. Schmidt hatte nämlich die Ansicht[1]) geäußert, bei Neuffen möchte unterhalb dieser Region starker Wärmezunahme eine solche langsamerer Wärmezunahme folgen. Wie aus meiner obigen Darlegung erhellt, würde eine solche Ansicht durchaus mit meiner Annahme eines isolierten, flachgelegenen Schmelzherdes in logischem Einklang stehen.

Es ist daher völlig unverständlich, wenn H. Höfer als weiteren Grund gegen den von mir gegebenen Erklärungsversuch gerade diese Ansicht A. Schmidts anführt und erklärt, daß sie im Widerspruch mit demselben stehe. Sie steht ja, gerade umgekehrt, im besten Einklange mit demselben.

Zugleich aber übersieht H. Höfer völlig den Umstand, daß diese Ansicht Schmidts, wenn sie wirklich, wie er meint, gegen meinen Erklärungsversuch spräche, doch genau ebenso auch gegen seinen eigenen Erklärungsversuch sprechen müßte! Indem also H. Höfer meine Ansicht auf diese Weise zu entkräften sucht, untergräbt er genau in demselben Maße seine eigene; denn er setzt ja nur an Stelle des von mir angenommenen vulkanischen Wärmeherdes einen chemischen. Ob man einen lokalen, noch heut etwas Wärme ausstrahlenden, ehemaligen Schmelzherd annimmt, wie ich das tue, oder einen lokalen Herd chemischer Zersetzung pflanzlicher Substanz, von welchem Wärme ausgeht, wie H. Höfer will, — das ist hierbei gleichgiltig. Das, worauf es hierbei ankommt, ist die Isolation des Wärmeherdes, mit der Annäherung an den die Wärmezunahme nach allen Seiten hin abnorm stark anwachsen, mit der Entfernung von dem sie nach allen Seiten hin wieder normal werden muß.

Also auch die von Höfer mir entgegen gehaltene Disharmonie zwischen der von A. Schmidt geäußerten Ansicht und meinem Erklärungsversuch besteht nicht nur nicht, sondern erweist sich gerade umgekehrt, als vollkommene Harmonie.

[1]) s. die zweite der auf S. 174 in Anm. angeführten Arbeiten S. 52.

Zusammenfassung.

1) H. Höfer sucht die abnorm große Wärmezunahme im Bohrloche zu Neuffen durch chemische Prozesse, Zersetzung bituminöser Schiefer, zu erklären. Es ist aber irrtümlich, wenn Höfer behauptet, bei Neuffen sei eine solche Wärmequelle in Gestalt einer mächtigen, durch alle Teufen des Bohrloches verbreiteten, bituminösen Schieferablagerung vorhanden. Im Gegenteil, an der 1200 Fuß betragenden Gesamtmächtigkeit der fraglichen Schichten sind solche Schiefer nur mit etwa 30 Fuß beteiligt.

2) Auch die etwaige Annahme, bei Neuffen könne der Kohlenstoffgehalt der allerdings sehr mächtigen Tone des Jura und Lias die Ursache dieser abnormen großen Wärmezunahme sein, würde auf die Schwierigkeit stoßen, daß dann überall da auf Erden, wo solche dunklen Tone auftreten, Gleiches sich zeigen müßte; und das ist nicht der Fall.

3) Vielmehr umgekehrt tritt eine abnorm große Wärmezunahme in Württemberg bei Sulz, nicht weit von Neuffen, gerade auch dort auf, wo keinerlei kohlenhaltige Tone und keinerlei bituminöse Schiefer in Frage kommen.

4) Höfers Ansicht, daß bituminöse Schiefer eine so abnorme Wärmesteigerung hervorrufen, erweist sich aber auch ganz allgemein betrachtet bei Neuffen als nicht haltbar. Denn in der Teufe von 7—800 Fuß, in der nun wirklich solche Schiefer dort liegen, zeigt sich gerade kein Anwachsen der Temperatur.

5) Es ist nicht richtig, wenn Höfer meint, A. Schmidts Ansicht sei beweisend gegen meinen Erklärungsversuch; im Gegenteil, sie steht in Übereinstimmung mit demselben.

6) Die große Wärmezunahme bei Neuffen möge nun eine Ursache haben, welche sie wolle, **eine** Ursache kann sie jedenfalls nicht haben, nämlich die von H. Höfer angegebene, da sie sich auf eine den Tatsachen widersprechende Voraussetzung gründet.

Bei dem wissenschaftlichen Interesse, welches die Frage besitzt, ob eine sehr starke Steigerung der Wärmezunahme durch Bitumengehalt bez. Kohlenstoffgehalt der Gesteine hervorgerufen werden kann, dürfte die an diese meine Abwehr sich anschließende, hier folgende Arbeit von Dr. Stremme[1]) „Zur Frage der Eigenwärme bituminöser Gesteine“ von Belang sein.

[1]) Diese Zeitschr. 1904 S. 183.

32. Zur Frage der Eigenwärme bituminöser Gesteine.

Von Herrn H. STREMME.

Berlin, den 1. Dezember 1904.

Im Jahre 1901 veröffentlichte HÖFER[1]) eine Arbeit, betitelt „Die Wärmeverhältnisse im Kohle führenden Gebirge". HÖFER führt darin, gestützt auf sehr interessante kalorimetrische Berechnungen von TOLDT und v. JÜPTNER, in die Lehre von der Entstehung der Steinkohle ein neues Moment ein durch den Nachweis, daß der Verkohlungsprozeß (ohne Zutritt von Luft) unter Wärmeabgabe vor sich gehen muß. Die im Prinzip sicher richtigen Berechnungen laufen darauf hinaus, daß in der Reihe: Holz, Torf, Braunkohle, Steinkohle, Anthracit, die als Differenz von theoretischer und empirischer Verbrennungswärme berechnete Bildungswärme mit steigendem Kohlenstoffgehalt abnimmt. Demnach muß bei dem Übergang von der einen Substanz in die andere Wärme frei werden, und zwar soviel, als die Bildungswärme der vorhergehenden größer ist als die der folgenden. Diese freiwerdende Wärmemenge erteilt dem Kohlenflöz eine gewisse Eigenwärme, die, höher als die Wärme der umgebenden Schichten, also die Erdwärme des betreffenden Punktes, durchaus geeignet ist, die geothermische Tiefenstufe zu erniedrigen, wie dies tatsächlich bei vielen, wenn auch keineswegs allen Kohlenlagern beobachtet ist.

HÖFER geht nun noch einen Schritt weiter, indem er für bituminösen Schiefer ohne weitere Berechnung ebenfalls eine bestimmte Eigenwärme annimmt, die wohl durch „Verkohlung" des Bitumengehaltes[2]) hervorgerufen gedacht ist. Es geschieht dies bei der von Mandelsloh im Bohrloche zu Neuffen aufgefundenen, ungewöhnlich niedrigen Tiefenstufe, die von BRANCO in „Schwabens 125 Vulkanembryonen und deren tufferfüllte Ausbruchsröhren; das größte Maargebiet der Erde"[3]) in Verbindung gebracht wurde mit diesen vulkanischen Erscheinungen. Die von HÖFER nicht versuchte Berechnung über etwaige Eigenwärme des bituminösen Schiefers anzustellen, hat mich Herr Geheimrat Professor Dr. BRANCO gebeten.

---

[1]) Österreich. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen.

[2]) Als „Bitumen" der bituminösen Schichten, wie die Posidonienschiefer, Kupferschiefer u. s. w. Stinkschiefer und -Kalke, sind natürlich die organischen Reste von Lebewesen anzusehen, nicht etwa die (erst durch Destillation aus diesen Gesteinen entstehenden) Petrolea und Schieferteeröle.

[3]) Jahreshefte d. Vereins f. vaterl. Naturk. i. Württ. 1897 (S. 607 bis 664, Bohrl. zu Neuffen).

Zunächst lag es mir daran, für die Möglichkeit der Wärmesteigerung in der Erde infolge des Vorhandenseins bituminöser Schichten außer der einen von HÖFER dahin gedeuteten Angabe des Neuffener Bohrloches noch andere etwa hierhergehörige Daten zu erlangen. Ich habe mich dabei hauptsächlich an die Untersuchungen und Zusammenstellungen von BISCHOF[1]), HUYSSEN[2]), DUNKER[3]) und BRANCO[4]) gehalten. Nach diesen Autoren kann ich mit Sicherheit nur zwei in geothermischer Hinsicht untersuchte Bohrlöcher anführen, die bituminöse Schichten durchsunken haben, nämlich die von Sudenburg bei Magdeburg und Schladebach bei Merseburg.

Das Sudenburger Bohrloch (DUNKER S. 147) wurde durch Zechstein, Rotliegendes und Kulm niedergebracht. Im unteren Zechstein findet sich dort nach ANDRAE[5]) und KLOCKMANN[6]) Kupferschiefer in typischer Ausbildung als dunkle, dünnplattige bituminöse Mergelschiefer, ferner im oberen Zechstein Stinkschiefer und die (teilweise bituminöse) Rauchwacke. Die Gesamtmächtigkeit dieser bituminösen Schichten läßt sich nicht angeben, da die Rauchwacke nicht durchgehend bituminös ist. Die Wärmezunahme in dem Bohrloch betrug auf je 50 m Tiefe i. D. 1,42° R, doch wurde dieser Durchschnittswert mehrfach nicht unerheblich überschritten, so zwischen 30 und 66 m Tiefe mit (auf 50 m umgerechnet) 2,24° R, zwischen 101 und 117 m mit (auf 50 m umger.) 5,65° R, zwischen 395 und 419 m mit (auf 50 m umger.) 2,40° R. Hiervon dürfte die erstere Temperaturerhöhung — 2,24° R auf 50 m oder 1° C auf 18 m — noch im Gebiet des Zechsteins stattgefunden haben, der nach 4 Angaben ANDRAES in Sudenburg bei 56, 81, 71 und 110 Fuß Teufe (also im Durchschnitt bei etwa 25—30 m) erbohrt und nach dem von KLOCKMANN[7]) für statthaft erklärten Vergleich mit dem Alvenslebener Zechsteinvorkommen nur etwa 60 m mächtig zu sein scheint. Nach der DUNKERschen Tabelle[8])

---

[1]) Die Wärmelehre im Innern unseres Erdkörpers. 1837.

[2]) a) Übersicht über die bisherigen Ergebnisse der vom preuß. Staate ausgeführten Tiefbohrungen u. s. w. Diese Zeitschr. 1880 S. 612. Ferner b) Die Tiefbohrung im Dienste der Wissenschaft u. s. w. Verhandl. d. 8. Dtsch. Geographentages 1889 S. 225—235.

[3]) Über die Wärme im Innern der Erde. 1895.

[4]) Die außergewöhnliche Wärmezunahme im Bohrloche von Neuffen, vergl. mit ähnlichem Verhalten anderer Bohrlöcher. Jahresh. d. Vereins f. vaterl. Naturk. i. Württ. 1897.

[5]) Die geognostischen Verhältnisse Magdeburgs mit Rücksicht auf die Steinkohlenfrage 1851 S. 18.

[6]) Der geologische Aufbau des sog. Magdeburger Uferrandes. Jahrb. Kgl. Preuß. L.-A. 1890 S. 233.

[7]) a. a. O. S. 229.

[8]) a. a. O. S. 149.

	Beobachtungen	1.	2.	3.	4.	u.s.w.
	Tiefen, Meter	30.03	66.46	87.62	101.02	
	Deren Zunahmen	—	36.43	21.16	13.40	
mit Wasserabschluß	Temperaturen Gr. R.	9,622	11,254	11,272	11,484	
mit Wasserabschluß	Deren Zunahmen	—	1,632	0,018	0,212	
mit Wasserabschluß	Berechnet für 50 m	—	2,24	0,042	0,79	

beträgt die Temperaturerhöhung bis 101 m 1,02° R auf 50 m, woraus sich für die ersten 100 m eine geothermische Tiefenstufe von 39,06 m auf 1° C ergibt. In dem ganzen Bohrloch von 568 m Tiefe entspricht nach DUNKER einer Wärmezunahme von 1° C, eine Tiefenzunahme von 32.3 m.

Das Bohrloch von Schladebach[1]) durchteufte Buntsandstein, Zechstein, Rotliegendes, Karbon und Oberdevon. Nach v. FRITSCH[2]) wurde der 163 m mächtige Zechstein in 164 bis 329 m Tiefe vorgefunden, und zwar als gipsführende Letten, (bituminöse) Rauchwacke, Anhydrit, Kupferschiefer und Konglomerat. Für die Tiefen von 156 bis 336 m verzeichnet DUNKER eine durchschnittliche Wärmezunahme von 3,9/6 = 0,65° C für je 30 m (die einzelnen Zahlen sind 0,9; 0,8; 0,6; 0,7; 0,2; 0,7); d. h. die Tiefenstufe ist nur 46 m für 1° C, während die des ganzen, 1748 m tiefen Bohrlochs nach DUNKER 35,7 m, nach HUYSSEN 36,87 m betrug.

So zeigt sich die Wärmezunahme in diesen Bohrlöchern als sehr wahrscheinlich unabhängig von den durchstoßenen bituminösen Gesteinen. Aber selbst das zu Neuffen ist keineswegs einwandsfrei für HÖFERS Annahme heranzuziehen. In seinem Bohrregister verzeichnet allerdings MANDELSLOH sehr viele Schiefer als durchsunken. Wie sich aber aus der Deutung BRANCOS ergibt, sind bei weitem die meisten dieser Schiefer als schiefrige Tone und Letten anzusprechen. Bituminös ist in der Hauptsache nur der etwa 9 m mächtige Posidonienschiefer des Lias ε, außer ihm vielleicht noch der möglicherweise auch vorhandene, in Schwaben nicht vielmehr als handhohe Ölschiefer mit *Pentacrinus tuberculatus* im Lias α. Die Bronnizone des Lias ε ist wohl unzweideutig aus dem im

[1]) Vergl. DUNKER S. 165.

[2]) BEYSCHLAG u. v. FRITSCH, Das jüngere Steinkohlengebirge und das Rotliegende in der Provinz Sachsen. Abhandl. d. Kgl. Preuß. geol. L.-A. Neue Folge, H. 10, 1899, S. 1.

Bohrregister (unter 9) bei 774 Fuß 2 Zoll bis 804 Fuß 5 Zoll verzeichneten schwarzen, sehr bituminösen Schiefer zu erkennen. Wie nun ein Vergleich mit der Temperaturtabelle ergibt, zeigen gerade die auf diese Schichten nach unten folgenden 100 Fuß mit 3,4° C die höchste Wärmesteigerung, während die 100 Fuß, in denen die 30 Fuß der Posidonienschiefer einbegriffen sind, mit 2,4° unter dem Durchschnitt 2,5° bleiben, und gar die nach oben folgenden 100 Fuß mit 1,9° C die niedrigste Temperaturerhöhung des Bohrloches aufweisen.

Läßt sich also aus geologischen Daten keine Stütze für Höfers Annahme gewinnen, so scheinen Erwägungen chemischer Natur von vornherein durchaus dafür geeignet. Sämtliche von organisierten Wesen herrührende organische Substanz hat in hohem Grade die Neigung sich zu zersetzen. Bei Gegenwart von Sauerstoff und Erhöhung der Temperatur ist diese Tatsache ja so bekannt, daß sie als selbstverständlich hingenommen wird. Aber auch bei gewöhnlicher Temperatur und Luftabschluß finden Zersetzungen statt. Ein beliebtes Beispiel dafür sind die Konserven, die im Laufe einiger Jahrzehnte in ihren festverschlossenen luftdichten Büchsen sich verändern, namentlich Geruch und Geschmack verlieren. Auch die Bildung der Steinkohlen aus pflanzlicher Substanz ist ein Beispiel von Zersetzung unter Luftabschluß und bei niedriger Temperatur. Nach Engler [1]) zeigen ferner die Erdöle bei Luftabschluß und gewöhnlicher Temperatur eine Veränderung, indem das spezifische Gewicht zunimmt. Daß mit solcher Zersetzung auch eine Energieabgabe verbunden ist, scheint nur für Kohle durch die von Höfer angeregten Berechnungen von Toldt und v. Jüptner bewiesen. Aber danach dürfte wohl für jeden der Verkohlung ähnlichen Prozeß auf Freiwerden von Wärme geschlossen werden. Da nun die Anreicherung von Kohlenstoff in bituminösen Gesteinen auf Kosten des Wasserstoffs und Sauerstoffs ihrer organischen Bestandteile durchaus möglich ist, so hat auch vielleicht eine gewisse Wärmeentwicklung dabei stattgefunden. Fraglich ist allerdings, ob sie hoch genug war, irgendwie nennenswert die Erdwärme zu steigern.

Um aber diese Frage zu entscheiden, ist es natürlich unbedingt nötig, die rezenten Urmaterialien bituminöser Gesteine kennen zu lernen und durch Vergleich der Analysen von den rezenten und fossilen Materialien wennmöglich den Übergang der jungen in die alten Gesteine zu ermitteln, wie wir ihn für die

[1]) Zur Frage der Entstehung des Erdöls und über die Selbstpolymerisation der Kohlenwasserstoffe. Ber. d. Dtsch. chem. Ges. **30.** 2358.

Steinkohlen in der Reihe: Holz, Torf, Braunkohle, Steinkohle, Anthracit besitzen. Bis jetzt sind aber die rezenten „bituminösen“ Ablagerungen, speziell nach der Seite der organischen Bestandteile, kaum bekannt und in ihren Beziehungen zu den fossilen fast garnicht untersucht.

Daß der Bitumengehalt organogener Herkunft ist, unterliegt wohl keinem Zweifel. BISCHOF hat nach NAUMANN[1]) in der ersten Auflage seines Lehrbuchs der chemischen und physikalischen Geologie[2]) (in der zweiten Auflage vermochte ich diese Stelle nicht mehr zu finden) den Bitumengehalt der Stinkkalke in erster Linie auf charaähnliche Pflanzen zurückgeführt, eine Annahme, die sicher für gewisse Kalke zutreffend ist. Aber allgemeiner ist wohl die Ansicht verbreitet, daß die Bitumina von Tieren herstammen. Speziell bei dem Posidonienschiefer des Lias ε ist man von der zoogenen Entstehung durchaus überzeugt. Dafür nur zwei Beispiele: Nach L. v. BUCH[3]) bestehen die Schiefer „fast gänzlich aus kleinen zerdrückten, zerriebenen und wohl größtenteils auch zerfressenen Teilen“ von Tieren. Er hält es sogar für denkbar,[4]) „daß sie nur als zerteilte Koprolithen zu betrachten sind.“ NAUMANN[5]) spricht die Vermutung aus, daß „sie sich in ruhigen geschützten Meerbusen oder in Ästuarien gebildet haben, die von vielen Tieren belebt waren. Nach ihrem Tode zu Boden sinkend, wurden sie in dem feinen Schlamm begraben und durchdrangen solchen mit Bitumen, als dem Produkte ihrer Verwesung.“ Ähnlich sprechen sich auch die meisten anderen Forscher aus. Aber zu einem Vergleich mit gleichartigen rezenten Bildungen ist es bisher nur selten gekommen. Die Bedingungen, unter denen organische, namentlich tierische Substanz sich überhaupt derart ablagert, daß sie nicht verwest, sondern als feste Substanz erhalten bleibt, sind grundlegend erst neuerdings von POTONIÉ[6]) untersucht worden, aus dessen unten zitierter Mitteilung ich hier die nachstehende Tabelle abdrucken möchte.

---

[1]) Geognosie 1. S. 517.
[2]) 2. S. 1621.
[3]) Über den Jura in Deutschland S. 19.
[4]) S. 41.
[5]) Geognosie 2. S. 884.
[6]) Eine rezente organogene Schlammbildung des Cannelkohlen-Typus. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. 1903, 24. H. 3. Herr Prof. Dr. POTONIÉ gestattete mir in liebenswürdigster Weise die Einsichtnahme in das Manuskript seines demnächst erscheinenden Werkes über „Die Entstehung der Steinkohlen, sowie der Humus- und verwandten Bildungen,“ dem ein Teil der Grundgedanken der nachfolgenden Ausführungen entnommen sind.

	Bezeichnung der Prozesse	Verhalten des O	Verhalten des H_2O	Entstehende Gesteine
1.	Verwesung findet statt	bei Gegenwart von O	und Vorhandensein von Feuchtigkeit	Es bleiben keine C haltigen Produkte zurück.
2.	Vermoderung findet statt	bei Gegenwart von weniger O		es entsteht Moder
3.	Vertorfung findet statt	zunächst bei Gegenwart sodann bei Abschluß von O	und zunächst bei Gegenwart von Feuchtigkeit, sodann in stagnierendem H_2O	es entsteht Torf
4.	Fäulnis findet statt	bei Abschluß von O	und in stagnierendem H_2O	es entsteht Faulschlamm

Der zuletzt erwähnte Faulschlamm findet sich in stehenden Gewässern mit Tier- und Pflanzenleben. Er enthält in toniger. kalkiger oder sandiger Grundmasse die Reste von Organismen, die innerhalb oder in der Umgebung des Wassers vorkommen. So sind bekannt als Schlammbildner in den norddeutschen Seen: **Limnobios**: Benthos: Characeen, Nymphaceen und andere Wasserpflanzen; Muscheln (*Anodonta*, *Sphaerium*) und Schwämme (*Spongilla*). Plankton: Bacillarien (Diatomeen) und andere Algen; Protozoen. Crustaceen, Insektenlarven; Pleuston (= Schwimmflora): z. B. *Lemna*, *Utricularia*, *Salvinia*. Nekton: Fische. (außerordentlich häufig sind namentlich Fischexkremente. die wahrscheinlich einen Hauptteil der organischen Substanz bilden). **Geobios**: Pollen, Früchte, Blätter, Holz- und Gewebefetzen von höheren Pflanzen.

Einzelne dieser Faulschlammgesteine sind hier und da in ihren Beziehungen zu fossilen Gesteinen erkannt. So haben Gümbel[2]) und Ramann[3]) auf die Analogie zwischen Lebertorfen. den subfossilen Faulschlammen, und Cannel- und Bogheadkohlen, auf Grund des mikroskopischen Befundes hingewiesen.

[1]) Über die Definitionen von 1 und 4; s. auch Ramann, Organogene Ablagerungen der Jetztzeit. N. Jahrbuch, X Beil.-Bd. S 119.

[2]) Beiträge der Texturverhältnisse der Mineralkohlen. Sitz.-Ber. d. math.-phys. Klasse der Bayr. Akademie der Wissensch. 1883 S. 138.

[3]) Über Torf- und Mineralkohlen. Diese Zeitschr. 1896 S. 426.



Die Faulschlammkalke (Kalkschlamme, Wiesenkalke) sind in ihren Beziehungen zur fossilen Seekreide mehrfach untersucht, zuletzt von PASSARGE[1]). Aber im Großen und Ganzen sind wir erst durch POTONIÉ eingehend über die Bedeutung der Seeschlamme unterrichtet, und zwar in der Art, daß aus Faulschlammen, die wesentlich aus organischer Substanz bestehen, Faulkohlen (Cannel-, Boghead-, Algenkohlen) entstehen, aus den mehr oder weniger kalkreichen Faulschlammkalken je nach dem Tongehalt Stinkkalke bezw. bituminöse Mergelschiefer, aus den fast nur aus Kieselsäure (Diatomeenpanzer) und organischer Substanz bestehenden Kieselguhren gewisse Polierschiefer und Kieselschiefer. Es ist selbstverständlich, daß man zwischen diesen drei extremen Ausbildungen zahlreiche Übergänge kennt.

Die organischen Bestandteile der Faulschlammgesteine zerfallen nach RAMANN[2]) einerseits in einfacher zusammengesetzte Verbindungen („zumal Kohlensäure, Kohlenwasserstoffe [evtl. Wasserstoff] und Stickstoffverbindungen [evtl. Stickstoff]"), andrerseits in kohlenstoffreichere. Dieser Prozeß, die Fäulnis, setzt sich in den von POTONIÉ Bituminierung genannten der fossilen Gesteine fort, ebenso wie die ähnlich definierte Verkohlung sich an die Vertorfung anschließt.

Marine Faulschlamme werden sich überall da bilden können, wo stille, nicht allzu bewegte Stellen im Meere vorhanden sind, z. B. in Buchten und Häfen; bekannt sind solche Schlamme aus den Häfen von Bahia Blanca[3]), Kiel und Cuxhaven (nach dem mir vorliegenden Material von Herrn Prof. POTONIÉ) Accessible Bay von Kerguelensland[4]); ferner auf Flachküsten, namentlich durch Inselreihen oder Halbinseln geschützte, wie die Watten[5]), das Gelbe Meer[6]), große Teile des Roten Meeres[7]); sodann in den durch üppige Vegetation festgehaltenen Mangrovesümpfen und Schlammstranden des indischen Archipels[8]). Befördert werden naturgemäß diese Bildungen in an sich ruhigen, weniger durch die Gezeiten erregten Meeren, wie Ostsee[9]), Mittelmeer[9]) und Schwarzes Meer[10]), die selber in gewissen Tiefen

---

[1]) Die Kalkschlammablagerungen in den Seen von Lychen, Uckermarck. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. 1901 S. 79.

[2]) S. 121.

[3]) DARWIN, Reise eines Naturforschers. S. 90.

[4]) STUDER, Forschungsreise der „Gazelle" 2. S. 142.

[5]) z. B. MEYN, Insel Sylt S. 125ff.

[6]) RICHTHOFEN, China 2. S. 80.

[7]) WALTHER, Einleitung in die Geologie S. 847.

[8]) WALTHER a. a. O.

[9]) v. BOGUSLAWSKI, Ozeanographie 1. S. 90 und 95.

[10]) ANDRUSSOW, La mer noire. Exkursionsführer des VII. internationalen Geologenkongresses in St. Petersburg Nr. XXIX 1897.

mit tonigem, dunklem, an organischer Substanz relativ reichem Schlamm erfüllt sind. Seichte Uferzonen solcher Meere dürften wahrscheinlich mit Faulschlammgestein bedeckt sein, zumal wenn die andere Grundbedingung für die Bildung der Faulschlamme, das reichliche Vorhandensein von Organismen, namentlich planktonischer, erfüllt ist. Leider ist bisher kaum einer dieser Schlamme genauer untersucht worden, besonders nicht in mikroskopischer und chemischer Hinsicht.

Was nun speziell die Posidonienschiefer des Lias ε angeht, so ist andeutungsweise für diese kürzlich von POMPECKJ[1] eine ähnliche Entstehungsart angenommen, wie sie hier nach POTONIÉ für die bituminösen Schichten im allgemeinen geltend gemacht worden ist. POMPECKJ hat die Bronni-Zone des Lias ε als ein liasisches „Schwarzes Meer" bezeichnet, namentlich im Hinblick auf den Sauerstoffmangel, der allein zur Bewahrung so reicher organischer Reste führen kann. Jedoch erkennt POMPECKJ die große Verschiedenheit der geographischen Verhältnisse beider Meere, des Schwarzen und des Bronni-Meeres, an; ebenso auch den Unterschied in der Verteilung des Benthos und in der Erhaltung der Tierreste. Ferner möchte ich auf eine weiter unten folgende Analyse einer Grundprobe des Schwarzen Meeres hinweisen, die einen erheblichen Unterschied in der Zusammensetzung des vorwiegend tonigen Pontusschlammes gegenüber dem weit stärker bituminösen, kalkreicheren Mergel(schiefer) der schwäbischen Bronni-Zone zeigt. Es scheinen also auch viele Gründe gegen die Deutung des Posidonienschiefers als Ablagerung eines liasischen Schwarzen Meeres zu sprechen, was übrigens POMPECKJ selbst betont hat. Doch kann ich mich hier auf eine nähere Erörterung dieser wichtigen und interessanten Frage nicht einlassen, zumal ich vorläufig einen heutigen Meeresteil überhaupt nicht kenne, dessen Sedimente wirklich einigermaßen mit dem Posidonienschiefer übereinstimmten. Nur soviel kann ich wohl feststellen, daß letzterer ein fossiles Faulschlammgestein ist.

Ein Vergleich der häufigen Organismenreste des Posidonienschiefers mit denen der Faulschlammgesteine ergibt deutlich die nahe Verwandtschaft beider Gesteine. Als marines Faulschlammgestein möchte ich hier einen von GOTTSCHE[2]) be-

---

[1]) Die Juraablagerungen zwischen Regensburg und Regenstauf. Geogn. Jahresh. 14. 1901 S. 178—186.

[2]) Der Tapessand von Steensigmos. Diese Zeitschr. 1904. Sitzungsbericht vom 2. November 1904. Es ist der als Mytiluston im Küstenprofil von Steensigmoos bezeichnete bituminöse Mergel. Herr Prof. Dr. GOTTSCHE hatte die Güte, mir ein Stück desselben zur Untersuchung zu überlassen.

schriebenen bituminösen Mergel aus dem marinen Diluvium von Steensigmoos unweit Sonderburg zum Vergleich heranziehen, da die rezenten marinen Faulschlammgesteine sehr wenig untersucht sind.

Posidonienschiefer	limnisches Faulschlammgestein	Mytiluston
Halobios: Benthos: Tange? Spongien, Crinoideen, Lamellibranchiaten Plankton: Bacillarien Coccolithen Foraminiferen Pseudoplankton: Cephalopoden Nekton: Fische, Reptilien **Geobios**: Landpflanzen	**Limnobios**: Benthos: Wasserpflanz. Spongien, Lamellibranchiaten Plankton: Bacillarien u. andere Algen Protozoen, Crustaceen. Nekton: Fische **Geobios**: Landpflanzen	**Halobios**: Benthos: — Spongien (Nadeln) Mytilus Plankton Bacillarien, Foraminiferen Nekton: Fische (Schuppen) **Geobios**: Landpflanzen (Blätter)

Selten sind im Lias ε die zum Geobios gehörigen Insekten und Flugreptilien, ferner die in der Hauptsache benthonischen Seeigel, Brachiopoden, Schnecken, Würmer und Crustaceen. Die Cephalopodenschalen und -schulpe werden wohl, wie dies auch Pompeckj betont, zum größten Teil nach dem Tode der Tiere leer in den Schlamm hineingedriftet worden sein, wie es ja heute noch mit den vom Meer an die Küsten gespülten Schalen von Nautilus und den Schulpen von Sepia geschehen kann.

Auch in chemischer Hinsicht erweisen sich die Faulschlammgesteine durchaus als die rezenten Urmaterialien bituminöser Gesteine. Der Gehalt an **organischer** Substanz variiert naturgemäß sehr stark. Bei fossilen bituminösen Schiefern z. B. von 0,1% des Ohioschiefers[1]) bis zu etwa 36% des zur Ölfabrikation verwendeten schottischen Schiefers[2]). Faulkohlen (Cannel- und Bogheadkohlen) haben zwischen 99 und 55% organische Bestandteile; der untersilurische schwarze Kieselschiefer von Triebendorf im Fichtelgebirge enthält nach Loretz[3]) bei 96,74% Kieselsäure 2,28% „Kohle". Was die rezenten Gesteine anbetrifft, so schwankt z. B. in den Kalkschlammen der Seen von Lychen nach Passarge der Gehalt an organischer

[1]) Höfer, Erdöl S. 131.
[2]) Scheithauer, Fabrikation der Mineralöle S. 27 in Bolley-Englers Handbuch der chem. Technologie.
[3]) Gümbel, Fichtelgebirge S. 265.

Substanz zwischen 0,89 und 44,74%; ein von mir untersuchter Faulschlammton aus dem Teltowkanal enthielt über 24%; in den Kieselguhren sind nach ROTH[1]) bis zu 15% organischer Substanz. Die **anorganischen** Bestandteile bei beiden Gruppen sind vorwiegend Kalkstein, Ton und Sand (bezw. Kieselsäure und kohlensaurer Kalk von Organismen herrührend) oder ein oder zwei dieser Gemengteile. Bei der **Destillation** geben Faulkohlen („Ölkohlen") und bituminöse Schiefer („Ölschiefer") dem Petroleum nahestehende Öle[2]). Aus dem Faulschlamm des Sees von Ludwigshof in Vorpommern (nicht Uckermark) erhielten KRÄMER und SPILKER[3]) bei der Druckdestillation Petroleum.

So dürften in der Tat die Faulschlamme diejenigen Gesteine sein, die in Bezug auf bituminöse Schichten von derselben Bedeutung sind, wie die Torfe in Bezug auf die Glanzkohlen. Es lässt sich also denken, daß es durchaus möglich ist, von den rezenten bis zu den paläozoischen bituminösen Gesteinen eine allmähliche Steigerung des Kohlenstoffgehaltes der organischen Substanz nachzuweisen. Ich muß jedoch bekennen, daß meine dahinzielenden Bemühungen bis jetzt noch nicht den gewünschten Erfolg hatten, da die Zahl der Analysen vorläufig noch zu gering ist. Doch andeutungsweise lassen sich jetzt schon einige Schlüsse aus dem vorliegenden Analysenmaterial ziehen.

Nach ROTH liefert das Material zahlreicher Analysen von Bogheadkohlen (Ölkohlen, Kerosinschiefer) aus Schottland, Rußland, Australien und Amerika schwefel- und aschefrei berechnet

81,09% C; 11,39% H; 6,39% O; 1,13% N.

Der Durchschnitt von Analysen der in Schottland zur Ölfabrikation verwendeten Schiefer des unteren Karbons ist nach MILLS[4])

Asche: 63,74%; organische Substanz: 36,22%

C: 25.27% N: 1.14%
H: 3.67 „ S: 0.49 „
O: 5.65 „

umgerechnet auf 100 Teile organischer Substanz:

C: 69.49 O: 15.54 S: 1.35
H: 10.09 N: 3.13.

---

[1]) ROTH, Allgemeine und chemische Geologie 2. S. 655, 668, 669, 672.

[2]) S. z. B. HEUSLER, Über die Zusammensetzung der schottischen Schieferöle. Ber. d. Dtsch. chem. Ges. 30, S. 2748.

[3]) KRÄMER u. SPILKER, Das Wachs der Bacillariaceen und sein Zusammenhang mit dem Erdöl. Ebenda 32. S. 2940.

[4]) SCHEITHAUER a. a. O. S. 27.

Der Schieferton von Broxburn in Schottland, der ebenfalls zur Öldestillation dient, hat nach STEWART[1])

Asche:	66 · 8%	C : etwa	20%
Wasser:	8 . 0 „	H : „	3 „
org. Subst.:	25 . 2 „	N : „	0 · 7 „
	100 . 0%	S : „	1 · 5 „

in 100 Teilen org. Substanz:

C: etwa	80%	N: etwa	2 . 8%
H: „	12 „	S: „	6 . 0 „

Bituminöser Schiefer aus dem Rotliegenden von Oberlangenau in Böhmen hat nach REUSS[2])

bei 31 bis 37% organischer Substanz:

C : 24 . 8% Auf 100 Teile umgerechnet etwa 70% C
H : 2 . 9 „
N : 5 . 1 „

In diesem Schiefer aufgefundene Koprolithen hatten in 74% organischer Substanz

C :	61 . 7%	oder auf 100 Teile umgerechnet	C :	83 . 30%
H :	7 . 0 „	„ „ „ „ „	H :	9 . 45 „
N :	1 . 6 „	„ „ „ „ „	N :	2 . 20 „
Rest (O+S):	3 . 7 „	„ „ „ „	Rest (O+S):	5 . 05 „

Was endlich den bituminösen Schiefer des Lias ε anbetrifft, so besteht dieser nach GMELIN[1]) und FITTIG[1]) aus

GMELIN		FITTIG	
43	bezw.	41%	Ton
40	„	41 „	Kalkstein
12	„	12 „	org. Substanz (Bitumen)
5	„	6 „	Schwefelkies
100		100%	

Unter Bitumen wird wohl das bei der Destillation aufgefangene Schieferöl verstanden sein, denn in der Tat erhielt ich bei verschiedenen Destillationen etwa 12% Öl. Auch die von HARBORDT[1]) angegebene Analyse deutet an, daß mehr als 12% organische Substanz vorhanden ist; er fand 10,57% C und 2,20% H. Die von mir ausgeführte Analyse ergab etwas höhere Werte. Den ganz frischen Schiefer verdanke ich der Freundlichkeit des Herrn Steinbruchsbesitzers BERNHARD HAUFF in Holzmaden, der ihn „aus der Schichte“ brach, „welche am meisten Bitumen hat.“

Glührückstand (rot):	68 . 64%	Kohlensäure:	11 . 98%
Wasser:	1 . 46 „	org. Substanz:	17 . 92 „
Glühverlust (ohne Wasser):	29 . 90 „		

[1]) SCHEITHAUER a. a. O. S. 27.
[2]) BISCHOF, Chem. u. Phys. Geologie II. Aufl. 1. S. 752.

In diesen 17,92% organischer Substanz waren

C :	14.32 oder auf 100 Teile umgerechnet:	C :	79.60%
H :	1.77	H :	9.81 „
N :	0.38	N :	2.10 „
Rest (O + S) :	1.53	Rest (O + S) :	8.49 „

Die Analyse der lufttrockenen Substanz wurde, wie auch alle späteren so ausgeführt, daß in einer Portion Wasser, Glühverlust und Rückstand bestimmt wurden (Wasser durch Erwärmen auf 105° bis 110° im Trockenschrank). Die Kohlensäure wurde im Dietrich-Frühlingschen Apparat als Gas gemessen. Zur Elementaranalyse, die ich von einem als zuverlässig bekannten Analytiker ausführen ließ, wurde die Substanz wegen des Schwefelgehaltes mit Kaliumbichromat gemischt und langsam im Sauerstoffstrome verbrannt. —

Im Durchschnitt ergeben alle diese Analysen von Bogheadkohlen und bituminösen Schiefern, den fossilen Faulschlammgesteinen vom Karbon bis zum Lias, etwa

77% Kohlenstoff und 10% Wasserstoff

und der Rest von etwa 13% ist Stickstoff, Sauerstoff und Schwefel.

Analysen von rezenten Faulschlammgesteinen, die auch die organische Substanz in ihren einzelnen Bestandteilen zeigten, sind in der Literatur nicht aufzufinden.

Einige lufttrockene Faulschlamme wurden von mir analysiert. Zur Orientierung möchte ich vorausschicken: Die Faulschlammgesteine sind in frischem Zustande schwarz, braun oder grau. An der Luft werden die schwarzen Faulschlammkalke oft schmutzig grau, die dunklen Faulschlamme und helleren Kieselguhre hellen sich nur wenig auf. Unter Sedimentbedeckung sind fast alle geschiefert. — In lufttrockenem Zustand sind die an organischen Bestandteilen reichen Faulschlammgesteine zäh und stark lederhart. Die übrigen neigen in ihrer Beschaffenheit den Tonen, Mergeln, mergeligen Sanden und Seekreiden zu. — Bei der Destillation entstehen braunschwarze Teeröle, die manchmal im Geruch an Schieferöle erinnern, manchmal höchst unangenehm brenzlich riechen.

1. Faulschlammkalk von Beelitzhof bei Berlin:

Glührückstand (weiß): 52.54%
Wasser: 5.30 „
CO_2 : 29.17 „ Glühverlust (ohne Wasser) 42.16%
org. Subst. : 12.99 „

hiervon sind C :	9.13%	oder auf 100 Teile org. Substanz berechnet:	C : 70.22%
H .	1.26 „		H : 9.55 „
N :	1.09 „		[illegible]
Rest (O + S) :	1.51 „	Rest (O	

2. Eine andere Probe, die möglicherweise an anderer Stelle desselben verlandeten Sees bei Beelitzhof gestochen war, ergab:

Glührückstand (weiß) : 51 . 24%
Wasser : 3 . 50 „
Glühverlust (o. W.) : 45 . 26 „
CO_2 31 . 01%
org. Subst. 14 . 25 „

Hiervon C : 8 . 65 oder auf 100 Teile umgerechnet: C : 60 . 72%
H : 0 . 98 — H : 6 . 88 „
Rest (N, O, S) : 5 . 62 — (N + O + S) : 32 . 40 „

3. Bacillarien-Faulschlammkalk aus dem Untergrunde von Berlin.

Sehr reich an Bacillarien.
Glührückstand (grauweiß) : 54 . 59%
Wasser : 3 . 10 „
CO_2 : 30 . 08 „ Glühverlust (o. W.) : 42 . 31%
org. Substanz : 12 . 23 „

Hiervon C : 8 . 71 — In 100 Teilen: C : 71 . 25
H : 1 01 — H : 8 . 26
Rest (N, O, S) : 2 . 51 — Rest (N, O, S) : 20 . 49

4. Faulschlammton aus dem Teltowkanal.

Glührückstand (rot) : 65 . 46%
Wasser : 10 . 35 „
Glühverlust (o. W.) : 24 . 19 „
CO_2 : Spur.
org. Substanz : 24 . 19%.

Hiervon C : 14 . 47% — in 100 Teilen: C : 59 . 90
H : 1 . 22 „ — H : 5 . 05
Rest (N, O, S) : 8 . 50 „ — Rest (N, O, S) : 35 . 05

Außer diesen vier Analysen von limnischen Faulschlammgesteinen wurden noch vier von rezenten und diluvialen marinen Faulschlammgesteinen ausgeführt. Jedoch ergaben die wegen der geringen Menge organischer Bestandteile und bei Gegenwart von kohlensaurem Kalk sehr schwierigen Elementaranalysen trotz der Wiederholung durchaus unbefriedigende Resultate.

5. Hafenschlamm von Kuxhaven,

gedretscht am Eingange zum alten Hafen. Der lufttrockene [illegible]n war dunkelgrau und enthielt viel Ton und Sand.

Glührückstand (rot):	89 . 34%
Wasser:	1 . 21 „
Glühverlust (o. W.)	9 . 45 „
CO_2:	3 . 30%
org. Subst.:	6 . 15 „

6. Schlamm aus dem Schwarzen Meer.

Der lufttrockene Schlamm ist tongrau und enthält sehr viel Ton, wenig Sand. Er entstammt der Expedition des „Tschernomoretz“ 1890 und wurde Herrn Prof. Potonié von Herrn N. Andrussow übersandt. Ersterer überließ mir einen Teil zur Analyse. Der Schlamm ist in 200 Faden Tiefe auf der 34. Station der Reise gedretscht und gehört zu den von Andrussow[1]) beschriebenen schwarzen Tiefseeschlammen des Pontus, die an der Luft grau werden, eine auch bei limnischen Faulschlammgesteinen sehr häufige Eigenschaft.

Glührückstand (rot):	84 . 04%
Wasser:	5 . 22 „
Glühverlust (o. W.):	10 . 74 „
CO_2:	4 . 81%
organische Subst.:	5 . 93 „

7. „Mytiluston“ von Steensigmoos.

(S. Anm. 1 S. 9). Der Mergel ist ein graues, festes, geschiefertes Gestein. Es waren makroskopisch sichtbar Muschelschalen- und Laubblattreste. Das Mikroskop zeigte reichlich Bacillarien, ferner Foraminiferen und Spongiennadeln.

Glührückstand (rot):	86 . 18%
Wasser:	3 . 29 „
Glühverlust (o. W.):	10 . 53 „
CO_2:	7 . 72%
org. Substanz:	2 . 81 „

8. Süßwassermergel von Steensigmoos.

Auch diesen Mergel verdanke ich Herrn Prof. Dr. Gottsche in Hamburg. Das Gestein entstammt dem Liegenden des Mytilustones. Es ist weich, locker, hellgrau und geschiefert. Die mikroskopische Untersuchung zeigt massenhaft Bacillarien, auch Spongiennadeln.

Glührückstand (rötlich weiß):	63 . 55%
Wasser:	3 : 23 „
Glühverlust (o. W.):	33 . 22 „
CO_2:	25 . 74%
org. Substanz:	7 . 48 „

[1]) Andrussow, Einige Resultate der Tiefseeuntersuchungen im Schwarzen Meer. Mitteil. der k. k. geogr. G[illegible] Wien 1893 S. 391.

Der Durchschnitt durch Elementarbestandteile der vier ersten Analysen ergibt etwa **65% Kohlenstoff und 8% Wasserstoff.** Der Rest von 27% wäre N, O, S. Ein Vergleich mit der Zusammensetzung des Bitumens der fossilen Gesteine:

fossile Faulschlammgesteine:	77% C;	10% H;	Rest 13%	(N,O,S)
rezente „	: 65 „ C;	8 „ H;	„ 27 „	(N,O,S)

zeigt gut (um 12 bezw. 2%) eine geringere Menge von Kohlenstoff und Wasserstoff in den rezenten. Der Prozeß der Bituminierung scheint danach so vor sich zu gehen, daß Kohlenstoff und Wasserstoff auf Kosten von Stickstoff, Sauerstoff und Schwefel angereichert werden. Dies bedeutet einen nicht unerheblichen Unterschied gegenüber der Verkohlung, bei der Kohlenstoff auf Kosten aller anderen Bestandteile angereichert wird. Diese Vermutung steht auch mit der Tatsache durchaus im Einklang, daß bei fossilen Faulschlammgesteinen meines Wissens Gasentwicklung. die nicht pyrogener Entstehung ist, also etwa Entwicklung von Kohlensäure wie in der Braunkohle und Kohlenwasserstoffen wie in der Steinkohle, nicht bekannt ist. Es mag dieser Umstand einen Grund haben in der von vornherein erheblich kompakteren und festeren Beschaffenheit vieler Faulschlammgesteine, die gegen Wasser hervorragend undurchlässig sind.

Bemerkenswert ist auch der erheblich geringere Grad der Anreicherung von Kohlenstoff bei der Bituminierung. Während bei der Verkohlung vom Torf (60% C) bis zur Steinkohle (80% C) der Kohlenstoff um 20% angereichert wird, beträgt der Unterschied im Kohlenstoffgehalt zwischen rezentem Faulschlammgestein und karbonischem bituminösem Schiefer nur etwa 12%. Die etwaige Wärmeentwicklung wird also erheblich geringer sein, wobei auch die Tatsache ins Gewicht fällt, daß speziell bei den bituminösen Schiefern die anorganischen Bestandteile erheblich die organischen überwiegen. Wie groß nun die Wärmeentwicklung etwa sein könnte, vermag ich vorläufig nicht zu sagen, da ich Verbrennungswärme und Wärmeleitfähigkeit der rezenten und fossilen Faulschlammgesteine nicht kenne. Erstere ist bedeutend schwerer zu bestimmen als die der fast nur aus organischer Substanz bestehenden Glanzkohlen und ihrer Urgesteine. Herr Dr. F. Wrede im 1. chemischen Universitätsinstitut, Berlin, hatte die Güte, in der Berthelotschen Bombe bei einem Druck von 25 Atmosphären Sauerstoff eine Verbrennung zu versuchen. Er teilte mir mit, daß der bituminöse Schiefer oberflächlich zu einer schwarzen Schlacke zusammenschmolz, die einen Teil der Substanz durch Umhüllung vor dem Sauerstoff schützte.

Auch die etwaige Oxydation des Schwefelkieses der bitumi-

nösen Gesteine kann für Wärmeentwicklung nicht von Bedeutung sein. Allerdings berechnet RICHTERS[1]) für einen Gehalt von 1% Schwefelkies bei plötzlicher Oxydation und Ausschluß von Wärmeverlusten eine Erwärmung der Kohle um 72°. Aber wenn schon bei den Glanzkohlen die angenommenen Bedingungen niemals eintreten, so noch viel weniger bei bituminösen Schiefern, mögen diese auch erheblich mehr Schwefelkies enthalten, da ihre Undurchlässigkeit für Wasser und der Umstand, daß sie sehr schwer verwittern, in hohem Maße die Oxydation zu hindern imstande sind.

Diese Frage der Eigenwärme bituminöser Gesteine ist natürlich mit der vorliegenden Arbeit erst angeschnitten. Es bleibt noch viel darüber zu arbeiten. Ich hoffe jedoch in nicht allzuferner Zeit eine Reihe der vorhandenen Lücken ausfüllen zu können. Auch vom Erdöl durchtränkte Schichten gedenke ich zu untersuchen. Geologische und chemische Angaben deuten nämlich darauf hin, daß das Petroleum unter Luftabschluß Veränderungen erleidet, die mit Wärmeentwicklung verbunden sind; vor allen Dingen kennen wir mehrere in geothermischer Hinsicht untersuchte Bohrlöcher, die in petroleumhaltigen Schichten eine überaus niedrige Tiefenstufe zeigen.

Zum Schluß möchte ich nicht unterlassen, auch an dieser Stelle Herrn Geheimrat Prof. Dr. BRANCO und Herrn Prof. Dr. POTONIÉ für Anregung und Unterstützung verbindlich zu danken.

Zusammenfassung.

Das Resultat der vorstehenden Untersuchungen ist, daß zwar eine Wärmeentwicklung bei der Bituminierung, also dem der Verkohlung analogen Prozeß der Kohlenstoffanreicherung in der organischen Substanz bituminöser Gesteine, theoretisch stattgefunden haben kann. Der Wärmebetrag scheint aber, dafür sprechen geologische und chemische Tatsachen, so gering zu sein, daß er für die Erhöhung der Erdwärme wohl nicht von wesentlicher Bedeutung ist.

---

[1]) MUCK, Chemie der Steinkohlen, 2. Aufl. S. 181.

33. Erklärung.

Von Herrn Wilhelm Salomon.

Heidelberg, den 6. Dezember 1904.

Hinsichtlich meiner Äußerung in der Fußnote 2 auf Seite 415 dieser Zeitschrift (Jahrgang 1903) habe ich Folgendes zu bemerken. Herr Freudenberg versichert mir, daß er den in meinen beiden Arbeiten[1]) geschilderten Hergang in der gleichen Weise ansieht wie ich selbst, und daß diese Tatsache nur durch ein Versehen in seiner Publikation[2]) nicht klar zum Ausdruck gekommen ist. Er erkennt an, daß ich seinen Fund in durchaus loyaler und unserer Vereinbarung entsprechender Weise hervorgehoben habe. Unter diesen Umständen freue ich mich aufrichtig erklären zu können, daß die Angelegenheit einen mich völlig befriedigenden Abschluß gefunden hat.

---

34. Zur Geologie des Braunauer Landes und der angrenzenden Teile Preussens.

Von Herrn Georg Berg.

Berlin, den 14. Dezember 1904.

Den Teilnehmern an der letzten Jahresversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft wurde von der Schlesischen Gesellschaft für vaterländische Kultur ein Buch überreicht mit dem Titel: „Zur Geologie des böhmisch-schlesischen Grenzgebirges“, bestehend aus drei Einzelabhandlungen von Herrn Dr. Axel Schmidt, Herrn Bergbaubeflissenen Herbing und Herrn Bergbaubeflissenen Assistent Flegel. Dem Buche ist auch eine von den drei Herren gemeinsam verfaßte „Exkursionskarte“ beigegeben. Die gesamten Arbeiten wurden im geologischen Institut der Universität Breslau unter der Leitung von Herrn Professor Dr. Frech ausgeführt, der dem Werke ein gemeinsames Vorwort beigegeben hat.

Von der Kgl. Geologischen Landesanstalt mit Aufnahmearbeiten in jener Gegend betraut, habe ich das Gebiet vielfach durchwandert und sehe mich veranlaßt, einige Irrtümer, welche

---

[1]) Diese Zeitschr. a. a. O. 414—515 und Centralblatt für Mineralogie 1902. S. 652—653.

[2]) Der Jura am Katzenbuckel. Bericht über die 36. Versamml. des Oberrhein. geolog. Vereins. S. 28—30.

die besagte Schrift und namentlich die Karte enthalten, hier zu erwähnen. Die letztere kann auf den Namen einer Exkursionskarte kaum Anspruch erheben, sie stellt vielmehr eine Skizze der Lagerungsverhältnisse im erwähnten Gebiet dar, legt sie doch weitaus mehr Wert auf die Darstellung der Zusammengehörigkeit einzelner Vorkommnisse, als auf die Übereinstimmung der Karte mit der an der Oberfläche wirklich sichtbaren Gesteinsverbreitung. Zum Beispiel sind mehrfach zwei weit auseinanderliegende Kalklinsen als einheitliches Kalklager dargestellt, um die Zusammengehörigkeit der Aufschlüsse zu markieren, auch wenn zwischen ihnen der Kalk kilometerweit nicht nachweisbar ist.

Der Hauptsache nach lehnt sich die Karte an Beyrichs frühere Aufnahmen an; hier und da sind Verbesserungen eingeführt, leider sind aber auch einige Änderungen im Kartenbild eingetreten, die als offenbare Rückschritte zu bezeichnen sind.

Vor allem ist in der Gegend von Trautliebersdorf, nördlich von Friedland, eine der Beyrich'schen Karte völlig fremde Sattelung der Quarzporphyrdecke, verbunden mit übergreifender Lagerung der obersten Teile des Oberrotliegenden, zur Darstellung gelangt. Nach dem Kartenbild könnte man auch an durchgreifende oder übergreifende Lagerung denken, da aber der Quarzporphyr im Konglomerat geröllbildend auftritt, also älter ist, als jenes, so wär es nur durch Sattelung und Übergreifen zu erklären, wenn der Trautliebersdorfer Kalk im unmittelbaren Hangenden des Porphyres läge, wie es Dr. Schmidt auf der Karte darstellt. De facto ist dies auch garnicht der Fall, sondern der Kalkstein liegt in Verbindung mit einer feldspatreichen, kleinstückigen Arkose, ganz dem normalen Profil bei Friedland entsprechend, im Hangenden des kleinstückigen Porphyr-Konglomerates („Oberen Konglomerates" von Schmidt); es folgen dann darunter noch sandige Schieferletten („r 1") des Mittelrotliegenden, und erst zwei km von der auf der Karte angegebenen Grenze entfernt, genau da wo es Beyrich darstellte, beginnt der Porphyr.

Auf andere kleine Irrtümer will ich hier nicht eingehen, doch sei mir gestattet, über die Zusammengehörigkeit, die stratigraphische Stellung und den Verlauf der einzelnen Kalksteinlager des Braunauer Landes einiges zu bemerken.

Richtig ist es wohl, wenn Herr A. Schmidt in seiner Abhandlung den Ottendorfer vom eigentlichen Braunauer Kalkhorizont unterscheidet. Der Hauptmannsdorfer Kalk indessen, der zum Braunauer Kalk von ihm mitgerechnet wird, stellt meiner Überzeugung nach einen eigenen dritten Kalkhorizont dar, und der Trautliebersdorfer Kalk würde als vierter Horizont zu zählen sein.

Betrachten wir nun einmal die Stellung der vier Kalk-

horizonte zu den wichtigsten Leitschichten des oberen und mittleren Rotliegenden.

Der Braunauer Kalk tritt außer am Ölberg noch bei Heinzendorf und Ruppersdorf auf, früher wurde er auch auf preußischem Gebiet nördlich von Neudorf gewonnen. Es geht daraus hervor, daß er sich immer nahe am Hangenden der großen Quarzporphyrdecke hält, welche die Eruptivstufe des Mittelrotliegenden nach oben abschließt. Daher streicht dieser Horizont auch zwischen Heinzendorf und dem Ölberge dicht am Südabhange des Steinetales hin, und wie er bei Ruppersdorf mit der Porphyrgrenze nach Norden schwenkt, so ist auch von vornherein zu erwarten, daß er sich vom Ölberg aus ebenfalls wieder nach Norden wenden wird. Dies tut er in der Tat, und es ist zweifellos, daß die Kalke von Hermsdorf die Fortsetzung der Ölberger Kalke bilden; zweifellos nicht nur durch die völlige petrographische Übereinstimmung, sondern vor allem durch das Auftreten einer Leitschicht, die auch bei Neudorf, bei Ruppersdorf und bei Heinzendorf im Hangenden des Kalkes auftritt, ein schuttiges (sandiges und wenig abgerolltes) Konglomerat, das sowohl bei Hermsdorf, als bei Neudorf und Ruppersdorf haselnußgroße Stücke eines lauchgrünen Jaspis oder Hornsteins führt. Nördlich von den Hermsdorfer Kalköfen schwenkt diese Konglomeratschicht wieder mit der Porphyrgrenze nach Osten und erreicht den Kalkofen bei der Baier-Mühle unweit Johannisberg, (die Exkursionskarte gibt hier im Gegensatz zu BEYRICH, der die Sedimente bei der Baier-Mühle bereits kennt, die Grenze zweier Durchbruchsmassen (?) von Porphyr und Melaphyr ohne zwischenliegende Sedimente an.) Weiterhin läßt sich das Kalklager und die Konglomeratschicht nicht mehr verfolgen, da das Melaphyrlager des Biebersteines und des Schönauer Hopprich-Berges das Bild des Profiles stark verändert.

Liegt also der Braunauer Kalk nahe über der Eruptivstufe, so muß der Ottendorfer Kalk beträchtlich weiter im Hangenden, nicht, wie Herr A. SCHMIDT annimmt, im Liegenden sich befinden. Dieser Kalk bildet eine Einlagerung ungefähr in der Mitte der mittelrotliegenden Sedimente, ist jedoch nur in der Gegend südöstlich von Braunau entwickelt, wo diese Schichten überhaupt eine bedeutendere Mächtigkeit besitzen als weiter im Nordwesten. Der Ottendorfer Kalkzug findet sich bei Hof Scheidewinkel auf deutschem Gebiet und läuft in großem Bogen über Ottendorf und Lederhose in Böhmen bis wieder beinahe an die Reichsgrenze heran, so zugleich einen Spezialsattel markierend, dessen Zentrum bei Tuntschendorf liegt und der auf der Geologischen Spezialkarte Blatt Wünschelburg (Aufnahme von Herrn Dr. DATHE) deutlich hervortritt.

Der Kalk an der Straße von Rosenthal nach Schönau könnte trotz seiner abweichenden petrographischen Natur sehr wohl, wie dies SCHMIDT annimmt, demselben Horizont angehören, liegt er doch ebenfalls ein gutes Stück im Hangenden der Eruptivgesteinsstufe. (Die Südgrenze des Melaphyres ist zwischen Rosenthal und Schönau auf der Exkursionskarte um 1 1/4 km von ihrem wirklichen Verlauf entfernt eingetragen, während BEYRICHS Angabe sich als richtig erweist.)

Der Hauptmannsdorfer Kalk, also der dritte Horizont, liegt, wie dies schon BEYRICH dargestellt hat, dicht im Liegenden des kleinstückigen Konglomerates. Dieselbe Lagerung hat einerseits der Kalk von Ober-Rathen, andererseits derjenige von Hallstadt und der Kalk nördlich von den Friedländer Scheunen. Alle diese gehören also demselben dritten Horizont an, der das hangendste Glied des Mittelrotliegenden bildet. Auf eine kurze Strecke keilt sich bekanntlich bei Märzdorf und Weckersdorf das kleinstückige Konglomerat aus [1]) (vgl. BEYRICHS Karte), der Kalk aber tritt zwischen diesen beiden Dörfern noch einmal auf, und kann uns so dazu dienen, die hangende Grenze des Mittelrotliegenden noch an einem Zwischenpunkt genau festzulegen.

Auch der Trautliebersdorfer (vierte) Kalkhorizont läßt sich fast durch das ganze Braunauer Land verfolgen. Hier müssen wir uns jedoch erst einmal die petrographische Eigenheit dieses Kalkes klar machen. Bei Trautliebersdorf selbst ist es zwar z. T. ein reiner, schwach dolomitischer Kalkstein, an dem nur einzelne schwarze Hornsteinknollen auffallen. Stellenweise schon hier und mehr noch bei Rosenau nimmt der Kalk jedoch Sand und Gerölle auf und geht in einen Kalksandstein, resp. in ein Konglomerat mit Kalkzement über, welches nach gefälliger Mitteilung von Herrn E. ZIMMERMANN der dolomitischen Arkose im Koburger Keuper petrographisch sehr ähnlich ist. Nur hier und da treten in diesem Gestein einzelne geröllfreie Partien als Nester reinen Kalksandsteins hervor. Mit diesem Charakter, als dolomitische Arkose mit Kalknestern, laufen nun die Trautliebersdorfer Schichten, immer im Hangenden des kleinstückigen („Oberen“) Konglomerates einen Steilrand bildend, nach Südwesten bis an den Schlegelhof westlich von Braunau. Hier, wo das kleinstückige Konglomerat sich auskeilt, verschwinden auch sie, aber noch auf österreichischem Gebiet, auf der Barzdorfer Höhe, setzen sie bereits wieder an und bilden das ganze Scheibauer Plateau, eine flache Spezialmulde, die auf Blatt Wünschelburg prächtig in die Erscheinung tritt. Auch hier findet man im Kalksandstein Nester von reinem Kalk und in ihnen gelegentlich Hornsteinknollen, die jedoch bei Scheibau nicht schwarz, sondern

rot gefärbt sind. („Karneolknauern“ DATHES.)

So finden wir im Braunauer Land vier Kalkhorizonte, die oberflächlich als Reihen in gleichem Niveau liegender Kalklinsen sich geltend machen:

1. Den Braunauer Kalk. Roter oder graubrauner Plattenkalk mit Fischresten und Koprolithen, im Hangenden begleitet von einem schuttigen Konglomerat mit grünen Jaspisbrocken. Im liegenden Teil der nachporphyrischen Sedimente des Mittelrotliegenden.

   Gegenwärtige und frühere Abbaupunkte: Neudorf, Ruppersdorf, Heinzendorf, Ölberg, Hermsdorf, Baier-Mühle.

2. Den Ottendorfer Kalk. Sehr dünnplattig, schwarz und stark bituminös. Nur im Südosten entwickelt und dem mittleren Teil der mittelrotliegenden Sedimentstufe angehörend.

   Abbaupunkte: Reichenforst, Hof Scheidewinkel, Ottendorf, Lederhose.

3. Den Hauptmannsdorfer Kalk. Petrographisch dem Braunauer ähnlich, aber weniger plattig und, soviel mir bekannt ist, fossilfrei.

   Abbaupunkte: Friedländer Scheunen, Halbstadt, Hauptmannsdorf, Märzdorf, Oberrathen.

4. Den Trautliebersdorfer Kalk. Abbauwürdig nur bei Trautliebersdorf, als dolomitische Arkose mit Nestern reinen, schwach dolomitischen Kalkes nachweisbar bis zum Schlegelhof bei Braunau und weiterhin von der Barzdorfer Höhe an nach Südwesten.

---

35. Ein Beitrag zur Kenntnis des Myliobatiden-Gebisses.

Von Herrn ERNST STROMER.

Hierzu 3 Textfig.

München, den 16. Dezember 1904.

Bei der Bearbeitung von eocänen Kauplatten von Myliobatiden[1]) suchte ich durch Mitverwertung von rezentem Material über ihre systematisch wichtigen Merkmale Klarheit zu gewinnen, konnte leider aber nur wenige rezente Stücke erhalten. Durch die Güte von Herrn Professor R. BURCKHARDT in Basel bekam ich nun nachträglich aus seiner Privatsammlung ein Gebiß eines *Myliobatis bovina* GEOFF. St. Hilaire, das von einem etwa

[1]) Diese Zeitschr. 56. 1904. S. 249 ff.

5 m breiten Exemplar stammt, und eine kleine untere Kauplatt eines eben ausgeschlüpften *Aëtobatis narinari* Euphrasen (Fig. 3), und glaube auf Grund dieser Stücke einige nicht u- wichtige Nachträge zu meinen erwähnten Ausführungen mache zu können.

Das erste Gebiß, von dem nur der linguale Teil der ober- und unteren Kauplatte in natürlicher Größe abgebildet ist (Fig. und 2), zeigt folgende Maße in Millimetern:

	Mittelzahn		Verhältnis der Lge. z. Dicke	Innerster Seitenzahn		Verhältnis der Dicke z. Lge.	Kauplatte transversal	Die … rei … tran…
	lang	dick		lang	dick			
unten vorn*)	46	4,8	9,6	6	8	1,3	72	14–…
„ hinten	45	4	11,2	5	7	1,4	71,5	13,5–…
oben vorn*)	61,5	4,9	12,5	5,8	6,8	1,2	80	10–…
„ hinten	60	4,5	13,3	6	6,8	1,1	80,5	10,5–

*) Anm.: Hinter dem abgekauten Teil gemessen.

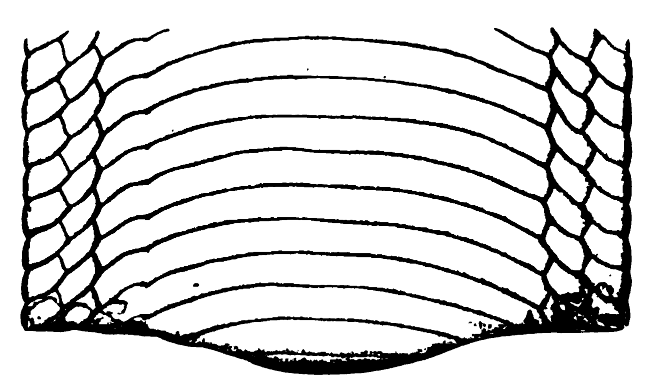


Fig. 1.

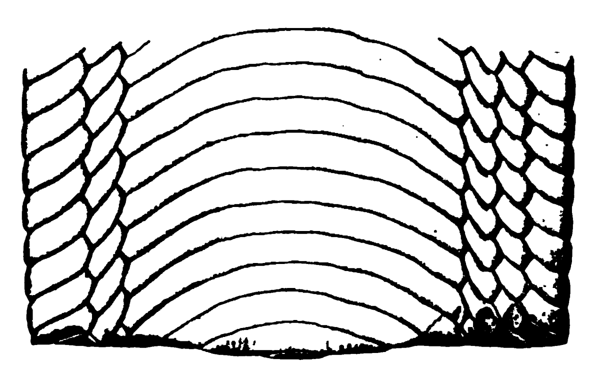


Fig. 2.

Die untere Kauplatte ist nicht hoch und fast ganz flach, die obere ist transversal auch kaum, linguo-labial aber stark gewölbt; sie gleicht, abgesehen von der Wölbung, so sehr der fossilen Kauplatte von *Myliobatis Testae* PHILIPPI[1]), daß die Annahme einer spezifischen Identität nahe liegt.

Zunächst wird durch die Maße bestätigt, was ich a. a. O. über die Größenverhältnisse der unteren zur oberen Kauplatte und der betreffenden Zähne bemerkte, und weiterhin, daß sich die Form und Größe der Seitenzähne im Laufe des Wachstums nur wenig ändern, wovon es aber Ausnahmen gibt, wie eine von NÖTLING[2]) abgebildete fossile Kauplatte beweist. Interessant ist, daß bei meinem großen Exemplar unten wie oben die zuletzt gebildeten Zähne nicht größer, sondern fast alle etwas kleiner sind als die vorderen älteren Zähne. Daher laufen, wie ISSEL[3]) richtig bemerkte, die Seitenränder der Kauplatten einander parallel und könnten sogar bei noch höherem Lebensalter nach vorn zu konvergieren.

Recht bemerkenswert ist ferner, daß unten wie oben die Grenzen der Mittelzähne mehr oder weniger deutlich nach vorn konvex sind, also wie bei *Aëtobatis* (Fig. 3), während sie bei *Myliobatis* meistens nach hinten konvex oder ziemlich gerade sind.[4])

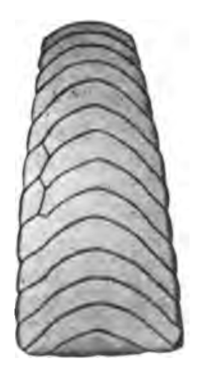


Fig. 3.

Endlich ist noch die Aufmerksamkeit darauf zu richten, daß unten links die Zähne der zwei äußeren Seitenreihen innig verschmolzen sind, wie aus der Form und Größe der-

[1]) Palaeontographica 1. 1851, S. 25, t. 2, f. 8.

[2]) Abhandl. z. geol. Spez.-Karte von Preußen, 6. H. 3. Berlin 1885. Atlas t. 2, f. 1.

[3]) Annali Mus. civ. stor. nat. Genova 10. 1877, S. 115.

[4]) Anm.: Auch eine große obere Kauplatte aus der Molasse von Herault, in Gervais: Zool. et Paléont. françaises 3. Paris 1848—52, Atlas t. 80 f. 4 abgebildet, hat nach vorn konvexe Mittelzähne.

selben auf der rechten Seite hervorgeht und daß oben jederseits nur zwei Seitenreihen sind, wahrscheinlich weil die innerste Reihe jederseits mit den Mittelzähnen verschmolzen ist, worauf deren auffällig große Länge und eine rechts befindliche Furche, wohl die ursprüngliche Grenze andeutend, schließen läßt.

Es sind übrigens diese Verhältnisse oben wie unten am vordersten Teile der Kauplatten und am jüngsten hintersten ganz gleichartig zu sehen.

Ein unterer linker Außenzahn, den ich von dem abgekauten Teile abtrennte, zeigt gar keine äußeren Verwachsungsspuren und auch ein Dünnschliff durch die Krone parallel zur Oberfläche läßt nur die normale Struktur des *Myliobatis*-Zahnes erkennen, keinerlei Andeutung einer Verkittung oder auch nur eine Unregelmäßigkeit an der vermuteten Grenze. An der Basis sind übrigens sechs parallele Wurzelleisten vorhanden, von welchen die innerste etwas, die äußerste stark verdickt ist. Man muß also wohl annehmen, daß die Verwachsung schon vor der Verkalkung stattfand. Leider lassen sich ja an dem getrockneten Exemplar die Zahn-Papillen nicht studieren.

Unter dem großen fossilen Material, das mir vorliegt, finde ich nun nichts derartiges, wohl aber hat A. Smith Woodward Verwachsungen von Zähnen zweier Seitenreihen schon an einer gewaltigen oberen Kauplatte eines *Myliobatis Pentoni* vom Mokattam in Ägypten festgestellt[1], und darnach wäre sie auch an einer zur gleichen Art gehörigen mittelgroßen unteren Kauplatte von ebendaher (Münchener Sammlung) vorhanden, weil hier die leider nur einseitig allein erhaltenen innersten Seitenzähne so groß wie jene verwachsenen sind. Auch ist anzunehmen, daß an der großen oberen Kauplatte von *Myliobatis gigas*, die Leidy[2] abbildet, auf einer Seite die Zähne der innersten zwei Seitenreihen verschmolzen sind.

Umgekehrt wie in diesen Fällen, welche man übrigens fast alle als Alterserscheinungen auffassen könnte, ist an der Kauplatte des jungen *Aëtobatis* (Fig. 3, in doppelter Größe gezeichnet) mitten in der Reihe der regulären Zähne links an zwei Zähnen je ein schräg fünfeckiges Zähnchen abgegliedert.

Diese Fälle lassen sich natürlich alle für die Concrescenztheorie verwerten, im Spezialfalle natürlich als Hinweise auf die Entwicklung von *Aëtobatis*-Gebissen aus *Myliobatis*-artigen durch Verschmelzung der Seitenzähnchen mit den nach vorn konvexen

[1]) Proceed. zool. Soc., London 1898 S. 558, 559, t. 48 f. 1.
[2]) Journ. Acad. nat. Sci., Philadelphia (2) 8. 1874—1881, S. 241, t. 33 f. 4.

langen Mittelzähnen.[1]) TREUENFELS[2]) hatte bei seinen mikroskopischen und ontogenetischen Untersuchungen des Gebisses von *Myliobatis aquila* nichts gefunden, was für Concrescenz spräche, und ich möchte natürlich auf Grund meiner Befunde keineswegs für die alte Theorie eintreten, als entspräche jede der Pulparöhren mit ihrem Dentinmantel einem Einzelzähnchen.[3]) Denn es liegen ja nur Anzeichen vor für die Verschmelzung von Zähnen, die schon ursprünglich sehr viele solcher Röhren enthielten. Aber die Verschmelzung muß in diesen Fällen so innig sein, daß sie sich nicht etwa vergleichen läßt mit der von BOAS[4]) so genau beschriebenen Bildung der Scariden-Gebisse durch Verkittung von Zähnchen durch eine Zementmasse. Es lassen sich also die beschriebenen Fälle doch wohl als Beispiele heranziehen bei solchen Theorien, wie sie[5]) aufgestellt wurden, um die großen Zähne der Cochliodonten durch Verschmelzung *Cestracion*-ähnlicher Zähnchen zu erklären. Doch muß betont werden, daß es sich hier um die Verschmelzung von nebeneinander liegenden Zähnen, also je einer Generation, dort vor allem um die vermutete Verwachsung der Zähne einer Querreihe, demnach aufeinander folgender Generationen handelt.

---

36. Kantengeschiebe aus dem Warmbrunner Tal.

Von Herrn O. VORWERG.

Hierzu Fig. 1 u. 2.

Ober-Herischdorf, den 24. Dezember 1904.

Die Protokollnotiz auf S. *168* ergänze ich hier durch folgendes. Am 13. April 1897 las ich in der Ziegeleigrube westlich Voigtsdorf, 2 km nördlich Bahnhof Hermsdorf u./K. (Riesengebirge) aus einem Häufchen aus dem Geschiebelehm heraus-

---

[1]) An der oberen Kauplatte einer rezenten *Rhinoptera marginata* CUVIER und *Rh. jussieui* CUVIER sind einseitig mehrere Querreihen kurzer sechseckiger Zähne statt einer normalen Querreihe langer Zähne beobachtet worden, was auch als atavistisch gedeutet werden könnte. (OWEN: Odontography, London 1840, t. 25, f. 2 und A. SMITH WOODWARD, Ann. a. Mag. nat. Hist., London 1888, S. 281—288, f. 1.)

[2]) Die Zähne von *Myliobatis aquila*, Inaug. Diss., Breslau 1896.

[3]) Siehe JAEKEL, Sitz.-Ber. Ges. naturf. Freunde, Berlin 1894, S. 146 ff.

[4]) Zeitschr. f. wissensch. Zool., **32**. Leipzig 1879, S. 189 ff.

[5]) Von A. SMITH WOODWARD, Nat. Science, **1**. London 1892, S. 672 ff., f. 1.

gearbeiteter nordischer und nördlicher Geschiebe ein aus dunkelgelblichgrauem Feuerstein bestehendes Geschiebe auf, das auf den ersten Blick das eine Ende eines quer durchbrochenen Beils oder Hammers zu sein schien, das noch durch Gletschertransport gelitten hätte.

Nähere Betrachtung ergab jedoch folgendes: Die Gestalt im ganzen entsprach keiner der mir bis dahin bekannt gewordenen Werkzeugtypen. Die z. T. gradlinig verlaufenden Kanten waren nicht durch Schläge (Schlagmarken) hergestellt, sondern einfach die etwas beriebenen Kanten der Flächen. Die an dem Stück zerstreut vorhandenen Schlagmarken von Millimeter bis 5 cm Größe befanden sich sozusagen an den unrechten Stellen, waren an der eigenartigen Gestalt des Stückes unschuldig und verunstalteten vielmehr diese. Dagegen zeigte das Stück, dessen größte Abmessungen in den drei Dimensionen in cm sind: Länge 9, Breite 6, Dicke 4 — symmetrisch erscheinende Flächenpaare, von denen die schmaleren Seitenflächen ungefähr 6 cm vor der beschädigt erscheinenden Spitze des Stücks in einer Kante sich schneiden würden. Die Flächen sind nicht eben oder stetig, wie geschliffene Flächen, sondern von unregelmäßiger (mehrfacher) Krümmung und noch mit unregelmäßigen Hervorragungen besetzt. Dieses Ganze ist fein poliert, abgesehen von



Fig. 1. Fig. 2.

einigen, offenbar späteren Schlagmarken und einem kleinen Patinafleck. Die kürzere der beiden breiten Flächen, Fig. 2, zeigt außerdem ungefähr in der Längsrichtung verlaufende Kritzen, die ungefähr an Gletscherschrammen gemahnen.

Auf die Entstehung der Flächen scheint ein Sprung Licht zu werfen, Fig. 1 oben, der zunächst von der Spitze ersichtlich parallel der betreffenden Seitenfläche verläuft (um dann in die breite Fläche, Fig. 1, hineinzugreifen) also anscheinend ganz gegen die Natur der muscheligen Brüche des Feuersteins. Hiernach scheint es zunächst, als ob der Feuerstein unter gewissen noch näher aufzuklärenden mechanischen Bedingungen auch noch anders brechen könnte, als nur muschelig. Vielleicht aber sind diese Brüche doch nur Teile von muscheligen Brüchen von großem Durchmesser und vielleicht hängt dessen Größe auch von der Breite der Angriffsfläche des Stoßes ab. Bei genügendem Material müßte sich dies leicht durchexperimentieren lassen.

Nach alledem hielt ich das Stück für ein sonderbar gestaltetes Gletschergeschiebe.

Die Veröffentlichungen über Fazettengeschiebe von KOKEN-NÖTLING und JOHNSEN erinnerten mich wieder an das Stück und, nachdem Herr Dr. HAHNE bei Gelegenheit seines Vortrages über das Eolithenproblem in der anthropologischen Abteilung der Naturforscherversammlung in Breslau als seine bestimmte Überzeugung ausgesprochen hatte, daß das Stück kein Kunstprodukt sei, glaubte ich es als hiesiges Belägstück für die von Herrn Hofrat NÖTLING in seinem Vortrage in Breslau vorgebrachte Theorie erwähnen zu dürfen.

Aus dem Vortrage des Herrn Dr. HAHNE wurde ich außerdem auf die Erscheinungen bestimmter aufmerksam, die er als Druckerscheinungen an Feuersteinen bezeichnete, die Stufenbrüche. Vielleicht werden sie sich mit der vorhin erwähnten Flächenherstellung als zu derselben Art von Vorgängen gehörig, herausstellen. Da das Wort: Druck, der Statik angehört, würde hier vielleicht das Wort: Pressung, noch geeigneter sein.

Ferner würde ein reineres Wort als: Fazettengeschiebe, sprachlich schöner klingen. Bis der Hergang restlos aufgeklärt sein wird, könnte man es wohl bei: Kantengeschiebe, bewenden lassen und allenfalls sich vorläufig damit behelfen Wüstenkanter und Gletscherkanter zu unterscheiden.

---

37. Das Bruchgebiet des böhmischen Anteils der Mittelsudeten westlich des Neissegrabens.

Von Herrn W. PETRASCHECK.

Wien, den 24. Dezember 1904.

Hierzu Taf. XXXV u. 4 Textfig.

Es ist in der letzten Zeit wiederholt der Versuch unternommen worden, in tektonischen Skizzen das Bruchnetz der Mittelsudeten zu entwerfen. Teils geschah dies im Rahmen größerer zusammenfassender Darstellungen [F. E. SUESS[1])], teils im Anschluß an die Behandlung kleinerer Gebiete [F. FRECH[2]) und K. FLEGEL[3])]. Man hat, noch ehe die gesamten Sudeten eingehend untersucht wurden, über ihren Bau zu diskutieren begonnen. Da dies nun einmal geschehen ist und da in allen bisherigen Skizzen der böhmische Anteil der Sudeten in einer dem heutigen Stande unserer Kenntnis kaum genügenden Weise dargestellt worden ist, soll wenigstens für einen z. Z. relativ gut bekannten Teil dieser Versuch wiederholt werden, obwohl vorauszusehen ist, daß er in einzelnen Punkten noch sehr der Ergänzung bedarf. Das preußische Gebiet auf unserer Kartenskizze ist im wesentlichen nach den Aufnahmen LEPPLAS und DATHES sowie nach der alten Karte von BEYRICH, ROTH, ROSE und RUNGE gezeichnet. Die Darstellung des österreichischen Areals beruht dagegen auf den Originalen der ersten Aufnahme der K. K. geologischen Reichsanstalt (WOLF, LIPOLD, JOKELY, PORTH und PAUL), auf den später erfolgten, ebenfalls in der Kartensammlung der K. K. geol. R.-A. aufbewahrten Revisionsarbeiten SCHLÖNBACHS sowie auf der neuen Aufnahme von TIETZE in der Gegend von Landskron und Gewitsch, endlich auf meinen eigenen Kartierungen bei Josefstadt, Nachod und Trautenau, sowie auf Erfahrungen die bei Bereisung der sudetischen Kreidedistrikte gesammelt wurden.

Das Gerippe unserer Kartenskizze wurde F. v. HAUERS geologischer Übersichtskarte von Österreich-Ungarn entnommen sodaß als geologische Grundlage für das Bruchnetz diese Karte benutzt werden kann. Sie war in diesem Falle u. a. deswegen der Karte von LEPSIUS vorzuziehen, weil in dieser die unrichtige

[1]) Bau und Bild der böhmischen Masse. Wien 1903.
[2]) Über den Bau der schlesischen Gebirge. HETTNERS geogr. Zeitschr. 8. 1902 S. 558.
[3]) Heuscheuer und Adersbach - Weckelsdorf. S.-A. aus: Zur Geologie des böhm.-schles. Grenzgebirges. Breslau 1904.

Zusammenfassung der Kreide ein falsches tektonisches Bild zu geben geeignet ist.

Während man vorläufig mit gewisser Berechtigung darüber streiten kann, ob auf der schlesischen Seite ein sudetischer Randbruch vorhanden ist, wie im Gegensatz zu DATHE von E. SUESS, FRECH, F. E. SUESS und FLEGEL angenommen wird, werden auf der böhmischen Seite die Sudeten in ihrer ganzen Erstreckung von einer Bruchlinie begleitet. Dieser innere Randbruch ist die unmittelbare Fortsetzung der Lausitzer Hauptverwerfung. Er läßt sich mit kleinen Unterbrechungen, die nichts anderes als Ablösungen eines Bruches durch den nächsten sind, bis in das Bruchgebiet der „Boskowitzer Furche“ verfolgen. F. E. SUESS hat für den nördlichen Abschnitt dieses Randbruches den nicht gerade glücklich gewählten Namen „Elbebruch“ in Anwendung gebracht. Die Überschiebung von Hohenstein weicht allmählich einer Flexur, die bis über Eisenstadtl hinaus zu verfolgen ist. In geradliniger Fortsetzung setzt bald darauf die Verwerfung des Chlumberges nördlich von Hořitz auf. Als langgestreckter waldiger Bergrücken, der aus den Sandsteinen des Cenoman gebildet wird, hebt sich dieser Bruch in der Landschaft auffällig hervor. Zwei Täler, die ihn verqueren, entblößen Phyllite und Talkschiefer des Grundgebirges, dessen Aufbrüche hier am weitesten gegen das Innere der ostböhmischen Kreidemulde vorgeschoben sind. Rotliegendes fehlt hier. Der Verwerfung des Chlumberges nördlich vorgelagert ist die von mittelturonen Kreidemergeln erfüllte Mulde von Miletin, die sich an einen anderen höheren Grundgebirgsaufbruch, der ebenfalls durch einen Verwurf gleicher Richtung (Switschin-Bruch) bedingt ist, anlehnt. Beide Verwerfungen sind schon lange bekannt und werden auch von KREJČI [1]) besprochen.

Bemerkenswert ist, daß an dem Chlumberg-Bruche, ebenso wie am Switschin-Bruche sowie den kleineren diesem letzteren vorliegenden Verwürfen stets der sudetische Teil im Vergleich zum böhmischen als der abgesunkene zu betrachten ist. Es liegen also Staffelbrüche mit gegen die Sudeten gerichtetem Absinken vor. Ob zwischen den beiden Brüchen (vom Chlumberg und vom Switschin) etwa noch ein dritter, von viel geringerer Sprunghöhe, aber entgegengesetztem, also böhmischen Absinken liegt, ist z. Z. noch nicht bekannt. Es könnte ein solcher Bruch zwischen dem Cenoman-Quader und den turonen Plänermergeln liegen. Das Cenoman selbst fällt nach den Darstellungen

[1]) Archiv f. d. naturwiss. Landesdurchforschung von Böhmen 1. S. 169. Sein Profil f. 6 auf S. 15 ist nur annähernd richtig.

Jokelys[1]) und Katzers[2]) flach von seiner Unterlage ab. Die Verbindung des Chlumberg-Bruches mit dem, sich aus der Gegend von Eisenstadtl nach NW erstreckenden Randbruche ist ebensowenig bekannt, wie die Verbindung gegen SO, wo die lange sich vom Moorbade Welchow (westlich Josefstadt) über Libřitz bis jenseits der wilden Adler bei Častolowitz erstreckenden Dislokation aufsetzt. Diese letztere stellt das lang vermißte Bindeglied zwischen der Boskowitzer Furche und dem nördlichen Abschnitte des inneren Randbruches dar. Bei Welchow und bei Libřitz konnte ich deutlich das Vorhandensein eines Bruches (keiner Flexur wie später) konstatieren. Nach S bez. SW abwärts geschleppte Labiatus-Pläner stoßen gegen jüngere Kreidemergel ab.[3]) Bis an den Goldbach ließ sich diese Verwerfung, die sich auch im Gelände als niedriger Steilhang repräsentiert, verfolgen. Unzweifelhaft aber streicht sie, wie das Terrain und die alten Karten lehren. in der angedeuteten Weise noch weiter nach Süden fort. In diesem Welchow-Castolowitzer Bruche beginnt sich die allmähliche Umbeugung nach S zu vollziehen. Vielleicht schart sich mit ihm ein anderer, von mir bei Opočno konstatierter, N-S streichender Bruch. Ist hier wieder der böhmische Teil der gesunkene, so ändert sich dieses Verhältnis nunmehr definitiv an der jetzt einsetzenden Pottensteiner Dislokation. Schon von Paul[4]) gekannt, wurde sie neuerlich von Hinterlechner[5]) zum Gegenstande eingehenderer Untersuchung gemacht. Steil ist an der NO-Seite des Pottensteiner Granits der Pläner aufgeschleppt. Im Granit selbst vermutet Hinterlechner einen Parallelbruch. Fast gleichzeitig mit derjenigen von Pottenstein setzt eine zweite Störung auf, die ebenfalls schon von Paul[6]) und auch von Krejči[7]) und Frič[8]) gekannt wurde. Jedoch sind die Profile letztgenannter Autoren, die alle einen Bruch annehmen, nach den neuen Untersuchungen Tietzes[9]) nicht ganz richtig. Es soll vielmehr eine Flexur vorliegen. Dieselbe begleitet, den Westhang bildend, das Třebowka-Tal nach Süden, nimmt bei Zwittau vorübergehend an der Bildung der europäischen Wasserscheide teil und läßt, wie man aus Tietzes Schilderungen entnehmen kann, ihre Spuren bis zur

[1]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. **12.** 1861/62 S. 389.
[2]) Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1904 S. 181.
[3]) Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1901 S. 407.
[4]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. **18.** 1868 S. 451.
[5]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. **50.** 1900 S. 593.
[6]) a. a. O. S. 461.
[7]) a. a O. S. 150.
[8]) Archiv f. d. naturw. Landesdurchforsch. v. Böhmen. **5.** Iser Schichten S. 62.
[9]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. **51.** 1901. S. 526.

Ortschaft Pohler westlich von Krönau verfolgen. Hier nähert sich diese Störungslinie schon dem Rande der Boskowitzer Furche, in deren Wirkungsbereich sie gehört und deren südliche Fortsetzung weiterhin die Ostgrenze der böhmischen Masse bildet.

Südlich und westlich von den Teilstücken der soeben beschriebenen Linie liegt die Kreide ruhig und ungestört. Sie bildet eine weite, sich nach SO verengende und ansteigende Mulde, deren Achse nach den alten Aufnahmen in der teilweise auch von Frech angegebenen Richtung Neu Bidschov, Holitz, Hohenmauth, Leitomischel verläuft. Die älteren Schichten, die jenseits der Muldenachse der Reihe nach emportauchen, haben gegen das Eisengebirge hin eine Denudationsgrenze. Erst südwestlich vom Eisengebirge trifft man wieder einen bedeutenden Verwurf.

Durch die neuen Aufnahmen von Tausch[1]) und von Tietze[2]) ist die eigentümliche, von Rotliegendem erfüllte Depression, die von Tietze „Boskowitzer Furche" genannt wurde, gut bekannt geworden, nachdem E. Suess[3]) schon lange vorher auf die Bedeutung hingewiesen hatte, die dieser Linie als Scheide zwischen den Sudeten und der böhmischen Masse zukommt. Flegel verwendet in seiner Karte, die auch Frech seiner Schrift über Reinerz[4]) einfügt, für diese Furche die Bezeichnung „Landskroner Horst", eine durchaus falsche Benennung, die auf das deutlichste die Unkenntnis der eingehenden Erörterungen von Tietze und F. E. Suess erkennen läßt. Nur wenn man lediglich Übersichtskarten kleinen Maßstabes, wie die von Hauer oder Lepsius, zu Rate zieht, könnte man zu der Ansicht kommen, daß in der Boskowitzer Furche eine den Buntsandstein-Horsten des Muschelkalkes von Thüringen nicht unähnliche Depression vorliegt. Der von Flegel eingezeichnete westliche Bruch besteht gar nicht. Es liegt dort vielmehr die Kreide dem Rotliegenden ungestört auf. Ein alter Erosionsrand begrenzt die Furche im Westen. Tietze führt die Boskowitzer Furche auf Faltungen der Kreide zurück. Das Gelände läßt aber doch mehr auf Flexuren, an denen es auch zu Brüchen gekommen ist, als auf eigentliche Falten schließen. Flach fällt die Kreidetafel vom Rande der Furche nach West ein, steil aufgerichtet sind ihre Schichten an der Störungslinie, die sie im Osten begrenzt. An dieser begegnete Paul bei Rothwasser fast saigere Kreideschichten, über-

---

[1]) Blatt Boskowitz-Blansko, Wien 1898 u. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 45. 1895 S. 867.

[2]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 51. 1901 S. 817 u. Blatt Landskron-Mähr. Trübau der geol. Spezialkarte.

[3]) Entstehung der Alpen. Wien 1875 S. 68.

[4]) Reinerz, das Centrum der Glatzer Mineralquellen. Reinerz, 1904.

kippt sind sie im Tale bei Lititz. Ob ähnliche Überkippungen an den Stellen vorliegen können, wo Tietze den Pläner gegen das Rotliegende der Furche fallen sah, läßt sich aus seinen Beschreibungen nicht entnehmen. Tietze sieht in dem Plänerkamme, der die Störungslinie im Osten der Furche begleitet, eine Antiklinale, von der aber immer nur ein Flügel, bald der westliche, bald der östliche erhalten ist.

Die lange, aus der Gegend von Lititz kommende, die Furche im Osten begrenzende Verwerfung biegt bei Mährisch Trübau stärker nach Osten und scheint bald ein Ende zu erreichen. Abgelöst wird sie durch eine andere, die das Tal von Krönau, die eigentliche Boskowitzer Furche im Gegensatz zur östlich davon liegenden Kleinen Hanna, erzeugt. Gerade in dem südlich von Krönau gelegenen Abschnitt fügen sich aber nicht alle Erscheinungen leicht der Annahme von Flexuren und Brüchen. Die von Tietze in der Mitte der Furche nachgewiesenen Kreidereste müssen, wenn man Brüche an Stelle von Falten zur Erklärung der Verhältnisse heranzieht, als Grabeneinsenkungen aufgefaßt werden. Ein Profil durch die Furche unter Zugrundelegung der Karte Tietzes gibt Fig. 1 (S. 215).

Staffelbrüche bez. Flexuren, bei denen der sudetische Teil der (relativ) gesunkene ist, begleiten somit unserer Auffassung nach den Rand der Sudeten[1]) im Gebiete der Boskowitzer Furche gerade so, wie es schon oben aus der Gegend von Hořitz erwähnt wurde und in dem schematischen Profil Krejčis[2]) zum Ausdruck kommt. Dort werden widerstandsfähigere ältere Schiefergesteine am Bruche herausgehoben und nach Abtragung der Kreidedecke bloßgelegt, sodaß es nicht wie im Gebiete der weichen Sandsteine und Schiefer sowie mürben Konglomerate der Rotliegenden in der Boskowitzer Furche zur Ausbildung einer Depression kommen konnte. Es blieben die durch die Verwürfe erzeugten Höhenzüge erhalten.

Augenfällig bringt die Karte diese Staffelbrüche in der Gegend von Pottenstein zum Ausdruck. In fast paralleler Richtung folgen sich hier die Wildenschwerter Flexur, der Pottensteiner Bruch, an dem der Granit und etwas Perm herauskommt, dann der Hauptbruch der Boskowitzer Furche, der

---

[1]) Es muß noch eingeschaltet werden, daß der die Boskowitzer Furche bildende Hauptbruch nicht überall die Grenze von Rotliegendem und Kreide bildet. Zwischen Geiersberg und Rothwasser liegt er in der Kreide selbst und bringt einen schmalen Streifen des alten Grundgebirges hervor.

[2]) Archiv f. d. naturwissensch. Landesdurchforsch. v. Böhmen. I. f. 6 S. 15.

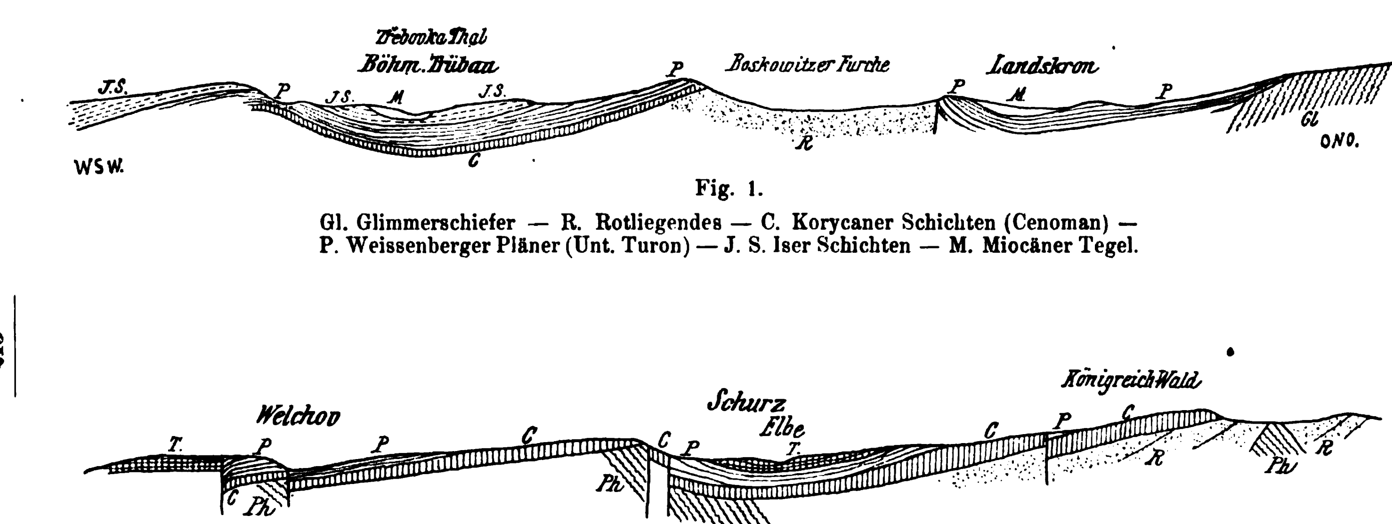


Fig. 1.

Gl. Glimmerschiefer — R. Rotliegendes — C. Korycaner Schichten (Cenoman) — P. Weissenberger Pläner (Unt. Turon) — J. S. Iser Schichten — M. Miocäner Tegel.

Fig. 2.

T. Mittelturoner Plänermergel — P. Weissenberger Pläner — C. Cenomane Quader — R. Rotliegendes — Ph. Phyllit, Talkschiefer u. Grünschiefer.

wiederum Perm und Granit an die Oberfläche bringt, und endlich der Javornicr Bruch. Erst jenseits des letzteren folgt der vielfach ausgebuchtete und von Erosionslappen begleitete Denudationsrand der Kreide. FLEGEL hält es für möglich, daß dieser letztere eine Verwerfung sei, denn er verzeichnet längs des ganzen Kreiderandes einen „nicht ganz sicher konstatierten Bruch." Ein Blick auf die geologischen Karten lehrt, daß dies ungerechtfertigt ist. Überdies ist bereits von TIETZE[1]) für die Gegend von Landskron hervorgehoben worden, daß gerade an dieser Denudationsgrenze die für solche charakteristischen Phänomene besonders deutlich zum Ausdruck kommen.

Eingehend habe ich die den Rand der Sudeten begleitenden Staffelbrüche innerhalb der Kreide bei Königinhof studiert. Das in fast NS-Richtung gelegte Profil Fig. 2 (Längen-Maßstab 1:112000), zu dessen Konstruktion einige tiefe Brunnenbohrungen verwertet werden konnten, illustriert die Verhältnisse.

Der südlichste Bruch des Profils ist die lange Welchov-Castolowitzer Verwerfung mit ihrem südwärts gerichteten Absinken. Ihr parallel streicht durch das Moorbad Welchov ein kurzer Bruch, an dem bereits der andere Flügel der gesunkene ist. Die beiden Dislokationen am Rande des Elbtales bei Schurz gehören der Switschinlinie an. Ganz ähnlich scheinen auch weiter nördlich in dem breiten, bis nach Freiheit reichenden Ausstrich des Rotliegenden Brüche mit nördlichem Absinken aufzusetzen. Ich habe aber die Aufnahmen daselbst noch nicht abgeschlossen, sodaß das Profil nicht bis an den Fuß des Riesengebirges verlängert werden konnte. Ob dieses Rotliegende in seiner ganzen Erstreckung mit einer Verwerfung gegen das Riesengebirge grenzt, läßt sich heute noch nicht sagen. Zwischen Freiheit und Trautenbach ist eine solche vorhanden, auch bei Starkenbach ist solches höchst wahrscheinlich.

Daß es innerhalb des Rotliegenden nicht an intensiven Störungen fehlt, zeigen vor allem die Profile JOKELYS. Seine Aufzeichnungen reichen aber noch nicht aus, um die Verwerfungen in unsere Skizze eintragen zu können. Eine schon von POLAK[2]) erwähnte Hebungslinie ist durch die verdienstvollen neuen Mitteilungen KATZERS[3]) genauer bekannt geworden. Sie setzt mit O—W Streichen südlich von Semil auf. Auch an ihr ist der Nordflügel der gesunkene. In der Verlängerung dieser Bruchlinie verzeichnet JOKELY eine Mulde mit steilen Rändern, erfüllt von der jüngsten seiner Rotliegend-Stufen.

---

[1]) a. a. O. S. 665.
[2]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 9. 1858 S. 248.
[3]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1904 S. 152.

In den mächtigen Rotliegend Konglomeraten, wie sie nördlich von Nachod verbreitet sind, ist es sehr schwer, die Bruchlinien zu verfolgen. Eine schon von ZOBEL und CARNAL[1]) beobachtete Störungszone streicht vom Bade Bělowes bei Nachod auf Rothkosteletz zu. Das Erdbeben von Trautenau[2]) (1883) zeigte außer zu anderen Brüchen auch zu diesem auffallende Beziehungen. Eine Reihe kleiner Brüche sind bei Nachod, quer zur Grenze von Rotliegendem und Phyllit streichend, zu erkennen. Einer derselben setzt sich noch auf ziemliche Entfernung in die Kreide hinein fort. Z. T. haben diese Brüche, wie ich kürzlich ausgeführt habe[3]), der Entstehung von Säuerlingen Anlaß gegeben. Diese Verwerfungen führen hinüber zu dem eigentümlichen Bruchsystem des Neissegrabens, zu dem der Graben von Cudowa ein kleineres Analogon, eine Vorbildung darstellt. Die nordwestliche Fortsetzung dieses Grabens von Cudowa bildet der lange und schmale Hronov - Parschnitzer Graben.

Gehörten die oben beschriebenen Staffelbrüche zu den Randbildungen der Sudeten, so liegen in diesen Gräben, die ebenfalls eine einheitliche Erscheinung sind, intrasudetische Bildungen vor. Der Neissegraben, dessen Kenntnis im Wesentlichen den Untersuchungen BEYRICHS und LEPPLAS zu danken ist, mag hier nicht weiter besprochen werden. Der Graben von Cudowa ist in seinem nördlichen, in mein Aufnahmegebiet fallenden Teil ein einfacher breiter Plänergraben. Sein NW-Rand wird durch eine Flexur gebildet, wie ich kürzlich ausgeführt habe[4]), und was auch Fig. 3 veranschaulicht (S. 218).

Bemerkenswert ist, daß westlich des Grabens die Kreide dem Rotliegenden, östlich desselben aber dem Karbon aufgelagert ist.

Weiter nach Südem zu, in der Gegend von Lewin, stößt an den beiden Randverwerfungen des Grabens das Rotliegende gegen die alten Schiefergesteine ab. Die Mitte des Grabens nimmt ein ebenfalls eingebrochener Kreidestreifen ein. In der Fortsetzung dieser Grabeneinsenkung treten noch weiter südlich eine Anzahl von Rotliegend-Schollen mitten in den Phylliten und Grünschiefern des Adlergebirges auf. Auch diese sind an Brüchen in die Tiefe gesunken.

Eine gute Karte der Kreideablagerungen von Cudowa ist

---

[1]) KARSTENS Archiv 1832 S. 11.
[2]) Vergl. LAUBE in Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 33. 1883 S. 331.
[3]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 53. 1903 S. 459.
[4]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1904 S. 539.

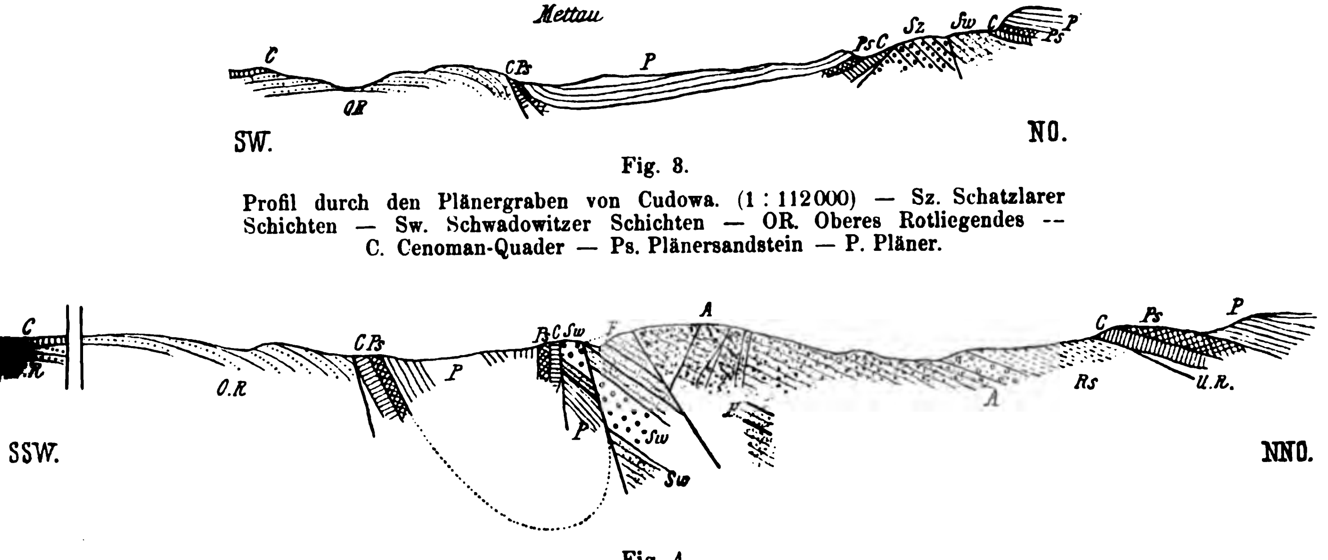


Fig. 8.

Profil durch den Plänergraben von Cudowa. (1 : 112000) — Sz. Schatzlarer Schichten — Sw. Schwadowitzer Schichten — OR. Oberes Rotliegendes -- C. Cenoman-Quader — Ps. Plänersandstein — P. Pläner.

Fig. 4.

Profil durch den Kreidegraben und das Karbon bei Hronov. (1 : 25000) — Sw. Schwadowitzer Schichten -- F. Schwadowitzer Flöze — A. Hexensteinarkose — Rs. Radowenzer Schichten — U. R. Unteres Rotliegendes -- O. R. Oberes Rotliegendes C. Cenoman-Quader -- Ps. Plänersandstein -- P. Pläner.

Michael[1]) zu verdanken. Seine Ausführungen enthalten auch wichtige Beobachtungen über den westlichen Randbruch des dortigen Grabens. Die Umbiegung dieses Randbruches aus der NS-Richtung in eine nordwestliche ist hier sehr auffällig. Sie wird von dem ganzen Kreidegraben mitgemacht und wiederholt sich auch in der Schar kleiner Brüche, die westlich des Grabens in der Kreide aufsetzt, wie überhaupt im Ausstrich der Kreideschichten zwischen Königinhof-Nachod und Opočno.

Die Flexur, die den Ostrand des nördlichen Teiles des Grabens von Cudowa bildet, geht an dem Mettaudurchbruch bei Hronov, wie Weithofer[2]) hervorgehoben hat, in eine flache Überschiebung über. Der westliche Randbruch des Grabens aber bricht dort jäh aus der NS- in die NW-Richtung um. Der Graben selbst ist in dieser Zone intensivester Gebirgsbewegung außerordentlich verschmälert, erst in weiterer Fortsetzung verbreitert er sich langsam, wobei ein Randbruch durch einen zweiten abgelöst wird. Während im späteren Verlaufe wieder horizontale Plänerschichten die Mitte des Grabens einnehmen, läßt sich solches in dem stark verschmälerten Abschnitt bei Zbetschnik westlich Hronov nicht konstatieren, da in der Mitte des Grabens die Aufschlüsse zu unbedeutend sind, um eine Entscheidung zwischen Transversalschieferung und Schichtung im Pläner zuzulassen. Ein Profil durch den Graben bei Hronov gibt unsere Fig. 4, (S. 218) zu dessen Konstruktion Aufschlüsse des Bergbaues und drei Tiefbohrungen verwendet werden konnten.

Die Kreideschichten, die sich hier dem Strausseney-Hronover Karbonzuge anlehnen und die somit am Rande der flachen Adersbacher Mulde liegen, tragen das Gepräge einstiger Faltung an sich. Namentlich das Gebirgsstück zwischen Straussenev und Hronov macht ganz den Eindruck eines schiefen Sattels, während der schmale Graben von Zbetschnik eine der Fortsetzung dieses Sattels vorgelagerte Mulde sein könnte. Unsere tektonische Auffassung würde sich namentlich für das Gebiet der Überschiebung durch Annahme postcretacischer Faltungen, in diesem speziellen Falle durch Annahme einer Faltenüberschiebung sehr vereinfachen. Es fehlen aber alle Anzeichen zu einer Überstürzung des Karbons, welche die Folge solcher Phänomene sein müßte.

Die Überschiebung von Hronov läßt sich als einfacher Verwurf noch weithin verfolgen. Bei Parschnitz treten an ihr zwischen dem Karbon und dem Rotliegenden schmale Keile des Grundgebirges hervor, die schon Beyrich gekannt hat und auch von

[1]) Diese Zeitschr. 1898 S. 195.
[2]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 47. 1897 S. 470.

Gürich[1]) erwähnt werden. Dort, wo diese Bruchlinie an die alten Schiefer des Reborns herantritt, biegt sie wieder nach N um, und es schneiden an ihr erst die Schatzlarer Schichten und später, bei Kunzendorf, die einst bei Reichhennersdorf in Bau gewesenen Flöze ab. Der weitere Verlauf dieser Dislokation ist vorläufig noch unbekannt. Der zweite, den Hronov-Parschnitzer Kreidegraben erzeugende Bruch ist in der Gegend von Eipel schon von E. von Warnsdorf[2]) gekannt worden, aber erst durch die neuen Aufnahmen in seiner ganzen Erstreckung bis in das Rotliegende von Trautenau hinein verfolgt worden. Wie und wo er endet, konnte noch nicht endgültig festgestellt werden.

Innerhalb der kristallinen Schiefergesteine des Riesengebirges fehlt es zwar nicht an Verwerfungen, wie aus der Arbeit Jokelys hervorgeht, seine Karten ermöglichen es aber nicht, ihren Verlauf festzustellen. Hier, wie in dem Rotliegenden südlich vom Riesengebirge, ist in dieser Hinsicht von der erneuten geologischen Kartierung noch alles zu erwarten. Für die anderen Gegenden lassen sich aber doch auch dort, wo die neuen Blätter noch nicht vorliegen, die wichtigsten Linien schon ziehen, sodaß hier das tektonische Bild in seinen Grundzügen richtig sein dürfte.

Zwei Erscheinungen sind im Kartenbilde besonders auffällig und sollen hier nochmals betont werden: die Richtungsänderung aus der nordsüdlichen in die nordwestliche, die sich bei den Randverwerfungen allmählich, bei den intrasudetischen Brüchen aber oft unvermittelt vollzieht, und die Scharung der Brüche, die den Neissegraben begleiten, in der Richtung auf die stärkste Störungszone des Gebirges, die Hronover Überschiebung.

Unverkennbar ist die Richtung vieler Brüche in den alten Falten des Grundgebirges angelegt. Erstere lassen also ein erneutes Einsetzen der Kräfte erkennen, die die letzteren erzeugt haben. Die Diskordanz zwischen Karbon und Rotliegendem bei Landeshut[3]) und diejenige zwischen Rotliegendem und Kreide deuten auf wiederholte vorcretacische Gebirgsbewegungen.

Die Mehrzahl der Brüche bildet sich in der älteren Tertiärzeit. Zur Miocänzeit war das Bodenrelief schon vielfach dem heutigen nicht unähnlich. Miocäne Tegel liegen in den Mulden von Böhmisch Trübau und Landskron, sowie in der Boskowitzer Furche. Sie reichen, wie Tietze ausführt, nahe an deren

[1]) Führer in das Riesengebirge S. 112.
[2]) N. Jahrb. f. Min. 1841, S. 486.
[3]) Herbing, Über Steinkohlenformation und Rotliegendes bei Landeshut etc. Festschrift Breslau 1904, S. 58.

heutigen westlichen Steilrand heran. Die Gründe, welche für eine oligocäne und voroligocäne Entstehung der postcretacischen Randbrüche der Sudeten sprechen, habe ich bei anderer Gelegenheit schon zusammengestellt.[1]) Es ist Grund für die Annahme vorhanden, daß die Kreidedecke der Mittelsudeten damals eine flache Aufwölbung erfahren hat, die von dem staffelförmigen Absinken der inneren Teile begleitet wurde. Daß diese Absenkungen sich noch bis in ziemlich junge, vielleicht altdiluviale Zeiten fortgesetzt haben, dafür konnte ich kürzlich einen Anhaltspunkt gewinnen. Das Aupatal wird zwischen Parschnitz und Böhmisch Skalitz von einer Reihe von Denudationsrelikten einer alten 140 m über der jetzigen Talsohle liegenden Schotterterrasse begleitet. Ihr Material besteht aus den Gesteinen des Karbonrückens und des an seinem Fuße liegenden Kreidegrabens. Gesteine des Riesengebirges fehlen noch völlig. Die Höhenlage dieser Lappen weist auf ein, wie es heute noch ist, südwärts gerichtetes Gefälle hin. Zwischen zwei ganz benachbart, am Steilrande der Kreidetafel des Königreich Waldes liegenden Lappen ist aber eine Diskontinuität vorhanden. Es liegt der südlichere Lappen um 30 m höher als der nördlichere. Nur eine verhältnismäßig junge Niveauänderung kann dies erklären.

Es ist endlich noch wahrscheinlich, daß sich in dem behandelten Gebiete noch vor der Ablagerung der Kreide, aber nach der des Rotliegenden, Verwerfungen bildeten, die z. T. denselben Linien folgten wie die postcretacischen Brüche. Die Boskowitzer Furche wird von Rotliegendem eingenommen, dem die Kreide aufliegt. Östlich der Furche liegt die Kreide aber unmittelbar auf Glimmerschiefern, Phylliten, Kulm etc. Im südlichen Teile der Furche, wo die Kreidedecke fehlt, ist, wie F. E. Suess[2]) ausführt, deutlich erkennbar, daß eine Verwerfung die Ostgrenze des Rotliegenden bildet. Es scheint, daß solches auch noch weiter im Norden der Fall ist und daß die das Rotliegende abschneidende Verwerfung ganz oder fast ganz mit dem postcretacischen Randbruch der Boskowitzer Furche zusammenfällt, denn jenseits eines nur wenige hundert Meter breiten Plänerstreifens sind bei Erlitz und Rothwasser südlich Geiersberg die Rotliegend-Schichten der Furche bereits verschwunden. Das mächtige, dem Südfuße des Riesengebirges vorgelagerte Rotliegende endet bei Königinhof unter der Kreide, nahe an den Verwerfungen, die dort aufsetzen. Jenseits derselben wurde Rotliegendes in Hořitz wieder erbohrt. Das Einfallen der Schichten im Rotliegenden bei Königinhof ist aber

[1]) Abhandl. der Isis, Dresden 1901 S. 108.
[2]) Bau u. Bild der böhmischen Masse S. 294.

gegen S (dem Bruch zu) gewendet.

Nicht unähnlich sind die Verhältnisse in der Elbtalwanne von Dresden, wo noch nahe an der Lausitzer Hauptverwerfung unter der Kreide das Rotliegende erbohrt wurde.

Wir haben oben beim Graben von Cudowa darauf hingewiesen, daß westlich desselben die Kreide auf dem Rotliegenden, östlich aber auf Karbon und Grundgebirge liegt. Das Gleiche ist bei der Fortsetzung des Grabens auf Parschnitz zu der Fall[1]. Südlich desselben liegt die Kreide dem schwach nordwärts geneigten Ober-Rotliegenden auf. Nördlich desselben lagert sie auf dem gleichfalls nach N fallenden Ober-Karbon und Unter-Rotliegenden. Es muß hier ein bedeutender vorcretacischer Bruch vorhanden sein, der wahrscheinlich mit der postcretacischen Hauptstörungslinie, der Überschiebung, zusammenfällt. Geradeso wie man in anderen Gegenden ein Wiederaufreißen alter Spalten beobachtet hat, geradeso haben hier auf denselben Linien wiederholt Verschiebungen stattgefunden.

[1] Vergl. unser Profil f. 4.

Diese letzteren, durch ihre Hohlräume und spätige Beschaffenheit charakterisierten Kalke sind über weite Strecken hin in gleicher Entwicklung ausgebildet.

Dasselbe gilt von den Chorzower Kalken, der Wellenkalk-Abteilung des unteren Muschelkalkes.

Anders verhalten sich die nächst jüngeren Schichtengruppen. Da begegnen uns im gleichen Niveau, selbst in einer angeblich regelmäßig aufgebauten Mulde auf der einen Seite die charakteristischen Bänke der Schaumkalkgruppe, auf der andern Seite statt ihrer Dolomite.

Ihre Hauptverbreitung besitzen dieselben in den beiden Grabenversenkungen, in dem Beuthener und Tarnowitzer Graben.

Der letztere deckt sich mit der früheren Tarnowitzer-Peiskretschamer Mulde nur unvollkommen und begreift deren östlichen Teil.

Die ältere geologische Karte faßt hier, wie gesagt, die Lagerungsverhältnisse noch als regelmäßigen Muldenbau auf: Buntsandstein streicht angeblich am West- und Ostrande aus, daran schließen sich beiderseits breite Streifen von unterem Muschelkalk, und zwar Chorzower Schichten, dann folgen nach dem Innern die Schaumkalkabteilung und ihre Dolomitäquivalente im Osten; schließlich als jüngstes Glied im Norden der Keuper.

Eine systematische Abbohrung durch zahlreiche Kernbohrungen hat nun unsere anderweitig gewonnene Auffassung bestätigt:

Ein regelmäßiger Bau einer Mulde ist nicht vorhanden. Die Bohrungen haben sämtlich hinter dem Abbruch des Muschelkalkzuges bei Schierot zunächst die hangenden Partien des unteren Muschelkalkes angetroffen, desgl. auch Keuper in einer wesentlich mehr nach Westen gehenden Verbreitung festgestellt.

Ich kann diese Verhältnisse hier nur kurz berühren und will nur erwähnen, daß sie besonders wegen ihrer Beziehungen zur Grundwasserzirkulation berücksichtigt werden mußten.

Die oberschlesische Wasserversorgung beruht für den westlichen Teil des Industriebezirkes auf zwei Tiefbohrlöchern, aus denen die Wasser artesisch austreten. Man glaubte früher, daß die Zuflüsse aus dem Buntsandstein stammten; man nahm an, daß von den Trias-Schichten einige wasserführend, andere dazwischen gelegene dagegen wasserundurchlässig und daß danach verschiedene, miteinander nicht kommunizierende Wasserstockwerke vorhanden seien, die je nach Mächtigkeit und Breite ihres Tagesausstriches bald reicher bald weniger reich an Wasser sind. Für besonders wassereich hielt man den Buntsandstein und dehnte deshalb die Grenzen des Schutzbezirkes für die Wasserquellen nach Möglichkeit bis zu seinem oberflächlichen sichtbaren oder

vermuteten Ausstrich aus.

Nach unserer Auffassung sind zwar gewisse Schichten für eine Wasserzirkulation geeigneter als andere, doch besteht überall eine, wenn auch beschränkte Kommunikation der Wasserstockwerke zunächst durch die Gesteinszerklüftung überhaupt und dann infolge größerer Verwerfungen.

Es ließ sich nachweisen, daß die hauptsächlichste Grundwasserzirkulation auf Spalten in den tieferen Schichten der Trias verläuft, zunächst in den Spalten selbst, dann in ihrer Längsrichtung innerhalb der von Spalten durchsetzten durchlässigen oder zerklüfteten Schichten, vollständig unabhängig von den geographischen Niederschlagsgebieten.

Die allein in der Beuthener Mulde beim Grubenbau gehobenen Wassermengen würden, als Niederschlagswasser betrachtet, ein um ein vielfaches größeres Niederschlagsgebiet erfordern, als tatsächlich vorliegt. In diesem Jahre, wo doch besonders in Oberschlesien ganz abnorme trockene Witterungsverhältnisse vorherrschten, haben sich die Wasserzuflüsse der tieferen (d. h. mit der Oberfläche nicht unmittelbar in Zusammenhang stehenden) Schichten fast nirgends gegenüber denen des ganz besonders niederschlagsreichen Vorjahres verringert, mehrfach sogar gesteigert.

Die Grundwasserzirkulation bewegt sich vorzugsweise in Versenkungsgebieten, wo heute oberflächlich auch die Dolomite des unteren Muschelkalkes entwickelt sind.

Diese Tatsache führte nun zu einer besonderen Auffassung über die Natur der Dolomite.

Ich machte vorhin auf die Unstimmigkeit der älteren Auffassung aufmerksam, die innerhalb der sog. regelmäßigen Tarnowitz-Peiskretschamer Mulde auf der einen Seite Schaumkalkbänke, auf der andern Dolomite, die als geologisch gleichstehend und einander auch durch Petrefakten-Führung etc. . . . entsprechend längst erkannt waren, ruhig hinnahm.

Den älteren Autoren ist stets die scharfe Grenzlinie zwischen Dolomit und Kalkverbreitung aufgefallen, ohne dass sie eine Erklärung dafür hatten.

Nun, diese ist verhältnismäßig leicht zu geben:

Die Dolomite finden die Grenze ihrer westlichen Verbreitung, wie auch die zahlreichen und, da die im Erzbergbau kundigen Bohrleute stets Dolomit leicht und sicher erkennen konnten, hierfür ausnahmsweise auch brauchbaren älteren Bohraufschlüsse beweisen, in der Nähe der schon früher erwähnten Orlauer Störungszone. Die Diploporen-Dolomite bei Wieschowa und Laband gehören einem jüngeren Horizont an; sonst sind westlich der Störung überall Kalke angegeben und vorhanden. In Mikultschütz bei Zabrze



haben wir z. B. westlich der Chaussee die altberühmten Mikultschützer Kalke, östlich im Schacht der neuen Abwehrgrube, die die Nähe der Störungszone durch die gewaltigen ihr zusitzenden Wassermengen, welche dieser Störung folgen, empfinden mußte, dagegen unvermittelt die Dolomite! Der gleiche scharfe Wechsel ist bei Tarnowitz zu beobachten.

Es kann nun keinem Zweifel unterliegen, daß die Dolomite nicht ursprügliche Ablagerungen sind, sondern daß sie durch sekundäre Umbildung von Muschelkalkschichten hervorgerufen wurden.

Die Umbildung hat von den erwähnten Spaltenzügen ihren Ausgang genommen und ist durch eine intensive Grundwasserzirkulation, die noch heute im Bereiche der Dolomite in ihnen und in den unterlagernden Schichten sich vollzieht, bewirkt worden.

Die Dolomitisierung beruhte in der Fortführung von kohlensaurem Kalk und in einer Anreicherung von kohlensaurer Magnesia, die in den unteren Partien der Dolomite intensiver war als in den oberen.

Natürlich setzte diese krankhafte Veränderung der Gesteine gewisse Vorbedingungen voraus; nicht jeder Kalkstein ist in gleicher Weise zur Umbildung geeignet; die tonigen Chorzower Schichten widerstanden einer solchen vollständig. Die porösen, leicht löslichen Mikultschützer und Karchowitzer Schaumkalkbänke waren es in hohem Grade. Ein gewisser Magnesiagehalt mag auch als ursprünglich vorhanden angenommen werden; wenigstens lehrten uns weitere geologische Aufklärungsbohrungen nördlich von Tarnowitz dolomitische Kalksteine mit Petrefakten kennen — im Horizont der Dolomite — die alle Spuren einer intensiven Wasserwirkung und Umbildungserscheinungen und Übergänge in Dolomit zeigten.

Das zusammenhängende Dolomitgebiet, welches z. B. die ältere Degenhardtsche Karte zunächst nördlich Tarnowitz, dann umschwenkend über Bibiella hinaus angibt, besteht, wie die neueren Aufschlüsse gleichfalls erwiesen haben, in Wirklichkeit nicht. Die tatsächlich mehrfach vorhandenen kleineren Partien sind an Verwerfungen gebundene Schollen.

Auch die Dolomitreste im südlichen Oberschlesien stehen mit Verwerfungen, die auf galizischem Gebiete deutlicher hervortreten, in bestimmtem Zusammenhang.

Die weitgehende molekulare Umwandlung der Gesteine an den erwähnten Spalten läßt nun andererseits natürlich heute das Vorhandensein derselben kaum oder nur noch sehr schwer erkennen.

Die Dolomite sind also an Spaltensysteme gebunden und durch die zirkulierenden Wasser aus besonders prädisponierten

Kalksteinen umgewandelt worden, ihre Verbreitungsgebiete decken sich noch heute mit solchen einer größeren Zirkulation von Tiefenwassern.

An diese Dolomitisierung hat sich nun eine zweite und weitere Umbildung des Gesteines angeschlossen, welche wir als

die erste oder primäre Erzführung ursprünglich geschwefelter Metallverbindungen

bezeichnen.

Es ist Ihnen allen bekannt, daß die Dolomite der oberschlesischen Trias, von denen bisher die Rede war, erzführend sind.

Den reichen Erzlagerstätten der Trias im Zusammenhang mit der Nachbarschaft mächtiger Kohlenflöze dankt Oberschlesien seine Entwicklung und Weltstellung.

Die sulfidischen Erzlagerstätten sind, wie ich ausdrücklich betonen möchte, ausschließlich auf die Dolomite beschränkt.

Sie sind auf dieselbe Ursache, auf eine großartige Grundwasser-Zirkulation zurückzuführen.

Grundwasser-Zirkulation, Dolomitisierung und Vererzung sind darum für uns untrennbare Begriffe geworden.

Die tektonischen Störungen waren die erste Ursache der Grundwasser-Zirkulation, somit der Dolomitisierung und damit wiederum der Vererzung der Gesteine. Die Gesetzmäßigkeit dieser Störungen enthält gleichzeitig die Gesetze der Dolomitverteilung, der Erzverbreitung und der Grundwasser-Zirkulation.

Deshalb legten wir stets einen großen Wert auf die exakte Feststellung von Verwerfungen im Bereiche der Erzlagerstätten.

Doch gestaltete sich dieser Teil der Arbeit nicht leicht und einfach. Der Grubenbetrieb beachtete nur solche Verwerfungen, die eine größere Ausrichtungsarbeit erforderten; kleinere übersah man, es war auch wegen der an und in der Nähe der Spalten erfolgten Umänderung der Gesteine vielfach unmöglich, dieselben überhaupt in den Dolomiten wahrnehmen zu können.

Die Reichhaltigkeit des oberschlesischen Erzvorkommens, der auch bei starken Verschwächungen, Verdrückungen und Unterbrechungen der Lagerstätte immer noch lohnende Abbau, die Unnötigkeit von eigentlichen größeren Aufschlußarbeiten im Gestein führte begreiflicherweise zu nicht sonderlicher Beachtung aller Unregelmäßigkeiten.

Es ist ferner zu berücksichtigen, daß die Kenntnis der sulfidischen Lagerstätten erst eine Errungenschaft von verhältnismäßig junger Zeit ist. Die Ausgangspunkte des oberschlesischen Erzbergbaues liegen in Gebieten, in denen verschiedentliche Begleitumstände den wahren Tatbestand verdunkelten.

So ist es verständlich, daß unsere ersten Ermittelungen mehrfachen Zweifeln begegneten, die nun fast wesentlich behoben sind — so ist es erklärlich, daß das gesamte ältere Riß- und Profilmaterial der Gruben für unsere Zwecke fast vollständig versagte.

Der Zusammenhang von Verwerfungen mit dem Auftreten der Erze steht für uns außer jeder Frage.

Eine Erzführung ist nicht vorhanden, wo anstatt der Dolomite die normalen schaumigen Kalksteine entwickelt sind; sie tritt aber bereits ein, wo, wie in den oben erwähnten kleinen Bohrungen nördlich von Tarnowitz, sich ein allmählicher Übergang von schaumkalkartigen dolomitischen Kalken in Dolomite beobachten läßt. Hier sieht man in den betreffenden Bohrkernen deutlich, wie die kleinen Spalten und Verästelungen und durchsetzenden Sprungklüfte von Bleiglanz, Zinkblende und Schwefelkiespartikelchen erfüllt sind, die sich in größeren Hohlräumen zu kleineren Klümpchen anhäufen!

Die Dolomitreste des südlichen Oberschlesiens weisen gleichfalls Erzspuren, keine größeren Erzlagerstätten auf; letztere finden sich nur da, wo besondere tektonische Verhältnisse größeren Mengen von Erzlösungen langandauernde Zirkulation gestatten konnten. Am intensivsten war dies in den großen Bruchgebieten der Beuthener Gegend möglich gewesen, und daher häufen sich hier die Erzlagerstätten in dichtgedrängter Verbreitung aneinander.

Der Erzkörper bildet, um die Beobachtungen kurz zusammenzufassen, keine gleichmäßige, durchgehends verbreitete Schicht, die in einer bestimmten Höhe über einer Basis sich befindet.

Gebiete starker Anreicherung wechseln unvermittelt mit geringfügig erzführenden oder vollkommen tauben Partien.

Es lassen sich gewisse Wechselbeziehungen zwischen der Entwicklung der Erzlagerstätten und dem darunter liegenden Karbon bereits jetzt erkennen, obschon die Aufschlüsse noch wenig zahlreich sind.

Gestörte Karbon-Gebiete lassen über sich größere Erzanhäufungen voraussetzen!

Regelmäßig abgelagerte Schichten weisen auf arme oder völlig taube Partien im Deckgebirge hin.

Daß eine große, man darf sagen, die Mehrzahl der im oberschlesischen Industriebezirk bekannt gewordenen Karbon-Verwerfungen auch den Zusammenhang der Trias-Schichten unterbrochen hat, ist sicher und jetzt ebenso anerkannt, wie es noch vor einigen Jahren mit Bestimmtheit abgeleugnet wurde!

An solchen, meist in nordsüdlicher Richtung verlaufenden Verwerfungen findet ebensolche Erzanreicherung statt, wie an den hercynisch streichenden Randsprüngen.

In deutlicher Weise sind die Verhältnisse im Felde der Jenny Otto- und Fiedlersglück-Grube zu beobachten, wo der gleiche Sprung, wie auf Rokoko durchsetzt! Die ausgestellten Profile und Photographien, von denen die letzteren kürzlich dort aufgenommen wurden und deren Benutzung für unsere Arbeit durch das liebenswürdige Entgegenkommen des Herrn Bergrat Remy ermöglicht worden ist, geben ein schönes und deutliches Bild aller Einzelverhältnisse.

Parallel zu dieser an den Sprung gebundenen Anreicherungszone sind in allerjüngster Zeit sowohl westlich im Felde von Jenny Otto und Neuhof, sowie östlich im Felde von Cäcilie gleichfalls wesentliche Anreicherungen der Lagerstätte an Sprüngen festgestellt worden.

Auch längs der auf 2800 m Länge durch Baue von Samuelsglück und Blei-Scharley Ostfeld aufgeschlossenen Verwerfung ist ein erhebliches Anschwellen der Erzführung erwiesen.

Daß diese Verwerfungsspalten die Zuführungskanäle für die von unten aufsteigenden Erzlösungen gewesen sein müssen, ist durch Beobachtung gleichfalls erwiesen.

Das Auftreten von Erzen in den Spalten selbst ist nicht unbedingt für die Erklärung dieser Tatsache erforderlich, da die Ausscheidungen erst in Gebieten größerer Ruhe abseits von der im allgemeinen lebhaften Grundwasser-Zirkulation zu erfolgen brauchten!

Aber auch diese Anzeichen sind vorhanden: Sowohl in der Sprungkluft im Felde von Rokoko, wie in dem durch Fiedlersglück und Jenny Otto durchsetzenden Teil der gleichen Verwerfung sind mehrfach Erzkörper eingesprengt gefunden worden.

Die Bruchzone, die auf einem der Bilder dargestellt ist, gehört gleichfalls zu der Verwerfung; in den dem Hauptsprung parallelen Klüften, die nach den anfänglichen Beobachtungen nur mit Markasit erfüllt sein sollten, habe ich ausgiebig Bleiglanz und Blende feststellen können. Die Verwerfung, die auf Maria-Grube von der unteren zu der oberen Erzlage hinaufleitet, ist gleichfalls mit Erz erfüllt.

Die obere Erzlage besitzt keine Niveaubeständigkeit und ist nur eine an Sprünge gebundene Gelegenheitserscheinung! Wie die großen Anreicherungen sich stets nicht weit von den Sprüngen verfolgen lassen, ist auch die räumliche Verbreitung der oberen Erzlagen von den Sprüngen aus keine große. Alle die in den alten Profilen und Akten verzeichneten Anschwellungen der Erzlage, das „schlauchförmige Emporziehen“ derselben etc. sind nichts anderes als Anreicherungen an durchsetzenden [illegible]nden

Sprüngen gewesen.

Eine Gesetzmäßigkeit der Erzausscheidungen, eine bestimmte Reihenfolge zwischen Bleiglanz, Zinkblende und Markasit läßt sich nicht ermitteln. Bei dieser Frage müssen die im Grundwasserbereich noch heute vielfach möglichen und tatsächlich erfolgenden Neubildungen berücksichtigt werden.

Hinsichtlich der Frage nach dem Ursprung der Erzlösungen sei nur nochmals auf den Zusammenhang der Dolomitverbreitung mit dem Vorkommen von produktivem Steinkohlengebirge mit mächtigen Flözen hingewiesen, ferner auf die sehr erhebliche Menge von Erzvorkommnissen im Steinkohlengebirge selbst.

Die Erscheinungen sind viel verbreiteter, als gewöhnlich angenommen wird. Wenn auch das gesamte Material noch nicht gesammelt ist, so läßt sich doch schon jetzt übersehen, daß eine Abhängigkeit der Erze, die auch in kompakten Massen auftreten, von der Nähe durchsetzender Spalten unverkennbar ist, daß sie sich sowohl in Sandsteinklüften, in zerrütteten Schiefertonen, wie in Flözschlechten häufig in Begleitung von Schwerspat finden und daß sie ferner auch da auftreten, wo keine Trias mehr das Karbon bedeckt. Sie scheinen auch an die Nähe gewisser dolomitischer Gesteine, die sich mehrfach bei Bohrkern-Untersuchungen und in neueren Grubenaufschlüssen nachweisen ließen, gebunden zu sein und mit gleichzeitiger Anreicherung von Toneisenstein zusammenzufallen.

Ganz besonders reich an Toneisenstein nicht nur in Form von Sphärosideriten, sondern in abbaubaren Lagen sind die Karbonschichten der Beuthener Steinkohlenmulde, wie ich gelegentlich der Untersuchung der Tiefbohrung auf Karsten Centrum-Grube feststellen konnte, und wie sie neuerdings auf Preußen Grube beobachtet worden sind. Die ungemeine Wichtigkeit dieser Tatsache für die Zukunft der oberschlesischen Eisenerzindustrie liegt auf der Hand.

Daß die aufsteigenden Erzlösungen nicht im Dolomit Halt machten, beweisen die Vorkommnisse im oberen Muschelkalk und Keuper nördlich von Tarnowitz, wo die in Klüften nachgewiesenen Erzpartikelchen zu zahlreichen Schürfbohrungen und zu der fälschlichen Annahme eines ausgedehnten zusammenhängenden Erzdolomit-Gebietes Veranlassung gaben.

Die bisherigen Mitteilungen bezogen sich auf die primären, ursprünglichen, auf die sulfidischen Lagerstätten.

Ich schickte schon einmal voraus, daß die Frage der oberschlesischen Erzlagerstätten sich nur deswegen etwas verwickelter gestaltet hat, weil die ursprünglichen Abbaue von dem Ausgehenden der Lagerstätte in den Randgebieten ausgingen, die

einen anormalen Typus darstellen, sodaß man ein falsches Bild des eigentlichen Vorkommens gewinnen mußte.

Nach Ablagerung der ursprünglichen sulfidischen Erzlagerstätten trat eine Summe von Erscheinungen in Funktion, durch welche das Bild ganz erheblich verändert wird.

Auch bei diesen spielt die Grundwasserzirkulation wiederum eine einschneidende Rolle.

Hier kommen in erster Reihe die Randgebiete in Betracht, die als Gebiete größter Erzanreicherung an den Störungen eine sehr weitgehende Umwandlung erfahren haben und noch heute im topographischen Bilde sich als große Auswaschungen erweisen.

Das Meer der Tertiärzeit verursachte naturgemäß weitgehende Schichtenzerstörungen, und auch die in jenes Meer einmündenden Flüsse veränderten das Relief der Oberfläche ganz erheblich, indem sie weitverzweigte Systeme von Rinnsalen und Schluchten schufen.

Die Spuren derselben sind noch heute, wenn auch nicht in ununterbrochenem, so doch immer erkennbarem Zusammenhange über weite Strecken hin zu verfolgen.

Es sind trichterartige Einsenkungen oder länger gestreckte Taschen, die an ihren Rändern von fluviatilem jung-tertiären Material, eisenschüssigen abgerollten Sandsteinen, Sanden, Letten erfüllt werden, welche jünger sind, als das marine Mittelmiocän. Vor allem bergen sie aber die anderwärts weggeführten leicht löslichen Eisenverbindungen!

Dies sind die oberschlesischen Eisenerzlagerstätten, die sich nunmehr aber nicht lediglich auf die Dolomite als auf den ursprünglichen Sitz der geschwefelten Erze beschränkten, sondern sich auch entsprechend der oberflächlichen Wasserzirkulation jener Zeit weit über die normalen, nicht dolomitisierten Gebiete der Chorzower Kalke erstreckten. Diese heute unterbrochenen Rinnen sind generell in nordsüdlicher Richtung angeordnet.

Von diesen Eisenerzlagerstätten sind natürlich diejenigen zu trennen, die in der Form des Eisernen Hutes primäre sulfidische Erzlagerstätten bedecken und auf den Eisengehalt der Zinkblende und den Markasit zurückgeführt werden müssen.

Verwickelt gestalten sich nun die Verhältnisse in den genannten Grenzgebieten!

Hier erfolgte eine weitgehende Oxydation der in den Grundwasserbereich gelangenden geschwefelten Erze, die sich als erdige Zinkkarbonate, als Galmei mit Weißbleierz und Brauneisen nicht nur in den Randzonen anhäuften und hier das falsche Bild einer Vereinigung von zwei Erzlagen hervorriefen, sondern sich auch auf die benachbarten Kalkgebiete erstreckten und dort als weißer

Galmei Schlote und Taschen der Kalkstein-Oberfläche erfüllten.

Diese Ablagerungen sind aber nur auf die unmittelbaren Randgebiete beschränkt; die Verbreitung der Eisenerze ist eine weit allgemeinere.

Die weitgehenden, noch heute im Grundwasserbereich möglichen Umlagerungen und Neubildungen haben in diesen Grenzgebieten der reichsten Erzanhäufung ein Durcheinander geschaffen, das nur schwer zu lösen ist.

Der Schlüssel liegt in den primären sulfidischen Lagerstätten, die wir auf das Schärfste von den später entstandenen oxydischen trennen müssen.

Deren Entstehung ist eine rein epigenetische, und die nach dieser Auffassung, speziell nach dem Gesichtspunkt der gesetzmäßigen Abhängigkeit der Erzanreicherungen von den Verwerfungen in letzter Zeit auf den Gruben Jenny Otto, Fiedlersglück und Cäcilie durchgeführten Aufschlußarbeiten haben bereits ihre Erfolge gezeitigt.

Herr Frech sprach im Anschluß an Herrn Michaels Vortrag über die nahen Beziehungen, die zwischen der Geologie Oberschlesiens und des Bakonywald- und Plattenseegebietes insbesondere in Bezug auf Rotliegendes und Röt bestehen. Beide gehören dem Typus der Mittelgebirge an, in denen über einer schwächer oder stärker gefalteten Basis ungefaltete, mit dem Rotliegenden beginnende Formationen lagern. In den ungarischen Mittelgebirgen wie in Oberschlesien beginnt die Serie mariner Transgressionen mit dem Buntsandstein; im Bakony mit der unteren Stufe der *Pseudomonotis Clarai*, die von höheren Schichten mit *Tirolites cassianus* und einem Grenzkalk mit *Myophoria costata* überlagert wird. Dieser kalkige, dolomitische Grenzhorizont verbreitet sich über Krakau bis nach Oberschlesien und ist, abgesehen von der *Myophoria*, durch eine überall häufige, kleine *Gervilleia (G. modiola* Frech*)* gekennzeichnet.

Herr Beyschlag schloß sich den vorgetragenen Auffassungen an.

Herr A. Sachs bemerkt zu den Vorträgen Gürichs und Michaels, daß er die Erzlagerstätten Oberschlesiens für epigenetisch, aber im Gegensatz zu Beyschlag-Michael für Konzentrationsprodukte herabrinnender Sickerwässer halte. Die stellenweise zu beobachtende Erzanreicherung an Klüften sei auch im katogenen Sinne durch Einwirkung der Entgasungsprodukte der Steinkohlen auf die herabsinkenden Lösungen zu erklären. Erzzuführung und Dolomitisierung des Nebengesteines erfolgte, wie auch Beyschlag-Michael annehmen, gleichzeitig; in den oxydischen Erzen müsse

man jedoch entgegen der herrschenden Anschauung bei epigenetischer Auffassung vorwaltend primäre Infiltrationsprodukte sehen.[1])

An der Erörterung beteiligte sich Herr BEYSCHLAG mit dem Hinweise, daß für ihn die Bildung der dortigen Erzlagerstätten durch aus der Tiefe auf Spalten auch durch die Karbonformation aufsteigende Thermalwässer kein Zweifel sei. Das beweise die Mineralführung der Klüfte im Karbon. Auch sei die Frage der Genesis solcher Lagerstätten nur mit Hilfe der vergleichenden Lagerstättenforschung und nicht unter Beschränkung der Beobachtungen auf Oberschlesien zu lösen.

Herr DATHE überreicht der Gesellschaft die eben im Druck vollendete Lieferung der von ihm aufgenommenen vier geologischen Spezialkarten Rudolfswaldau, Langenbielau, Wünschelburg und Neurode und gibt einen kurzen Überblick über die Geologie dieses Gebietes.

Herr BEYSCHLAG dankte Herrn DATHE im Namen der Gesellschaft.

Herr R. MICHAEL (Berlin) sprach über **neuere geologische Aufschlüsse in Oberschlesien.**

Von den zahlreichen tieferen Aufschlüssen, die ich anläßlich meiner dienstlichen Tätigkeit in Oberschlesien im Laufe der letzten Jahre untersuchen konnte, sind einige in allerjüngster Zeit gemachte von allgemeinerem Interesse.

Es sind dies einige Tiefbohrungen, Kernbohrungen, sowohl im Westen wie im Norden und Süden des oberschlesischen Industriebezirkes, eine derselben liegt im äußersten Osten bereits auf galizischem Gebiet; ein anderer wichtiger Aufschluß ist inmitten von Oberschlesien gemacht worden.

Oppeln. Es ist bekannt, daß im westlichen Teile von Oberschlesien im Bereiche der Vorberge des niederen Gesenkes Kulmgesteine das produktive Karbon unterlagern.

Die weite Verbreitung kulmischer Schichten nach Nordwesten ist durch die Tiefbohrung auf dem Grundstück des städtischen Wasserhebewerkes zu Oppeln nachgewiesen worden, über deren Trias-Profil ich bereits früher berichtet habe.

Es ist hier ergänzend hinzuzufügen, daß die rötlichen Sandsteine und groben Konglomerate, die in 510 m Teufe unter den gipsführenden Röt-Schichten angetroffen wurden und als Rotliegendes aufzufassen sind, bis 636 m Teufe reichen und daß danach bis 718 m Teufe die Schiefer und Grauwacken des Kulm durchteuft werden.

---

[1]) Vgl. Centralbl. f. Min. 1904. S. 40—49.

Dieselben sind gestört und steil aufgerichtet und zeigen die Spuren intensiver Wasserzirkulation; aus ihnen entstammen aller Wahrscheinlichkeit nach die reichhaltigen, unter der Trias im Rotliegenden angetroffenen artesisch austretenden Wasserzuflüsse der Bohrung, die lauwarme Temperatur besitzen.

Leschnitz. Die nächsten Aufschlüsse im Kulm sind dann einmal durch eine etwa 500 m tiefe Bohrung unmittelbar östlich der Stadt Leschnitz am Fuße des Annaberges gemacht worden, deren Kerne ich vor vier Jahren untersuchen konnte, weiterhin durch einige Schächte bei Zyrowa, zu deren Niederbringung falsche Nachrichten über die Ergebnisse der Leschnitzer Bohrung Veranlassung gegeben hatten.

Tost. Die Kulmklippen bei Tost sind seit alter Zeit als äußerste Nordwestgrenze des oberschlesischen Steinkohlenbeckens bekannt.

Verschiedene kleinere Kernbohrungen, die auf Veranlassung der Geologischen Landesanstalt zur Aufklärung des Gebietes zwischen Tost und Tarnowitz für die Zwecke der oberschlesischen Wasserversorgung niedergebracht wurden, haben eine erheblich weitere Ausdehnung des Kulm bis in die Nähe von Peiskretscham erwiesen.

Polnisch Neukirch. Das weite Gebiet westlich der Oder zwischen dem Odertale einerseits und den anstehenden Kulmschichten von Neustadt, Jägerndorf-Leobschütz andererseits harrte bislang noch der Klärung.

Eine im vergangenen Jahre 50 km südöstlich von Oppeln, 12 km unmittelbar südlich von Kosel-Kandrzin angesetzte Tiefbohrung bei Polnisch-Neukirch hat gleichfalls in 175 m Teufé Kulmschichten in vollkommen gestörter Lagerung angetroffen und bis 208 m Teufe verfolgt. Auf andere Ergebnisse dieser Bohrung habe ich noch zurückzukommen.

Klein-Althammer. Das gleiche Ergebnis brachte eine weitere Tiefbohrung bei Klein-Althammer, nördlich von Jakobswalde, etwa 7 km südlich von Slawentzitz, nahezu 10 km östlich vom Odertale gelegen.

Hier wurden die kulmischen Schichten gleichfalls wieder in steiler Lagerung bei 370 m Teufe festgestellt und bis 430 m durchbohrt.

Alle diese Ergebnisse beweisen, daß die alte, als Grenze des produktiven Steinkohlengebirges gegen Westen gezogene Verbindungslinie zwischen den damals lediglich allein bekannten Eckpunkten Tost und Hultschin tatsächlich der Wahrheit sehr nahe kommt und daß die Hoffnungen, außerhalb des bereits durch Tiefbohrungen geklärten Gebietes produktives Karbon zu finden, west-

lich dieser nahezu nordsüdlich verlaufenden Grenzlinie nur minimale sein können.

Georgenberg. Haben wir so im Westen unzweideutig Kulm als Basis des produktiven Karbon — die Frage der Diskordanz oder Konkordanz halte ich noch nicht für hinreichend geklärt. da in dem allein in Frage kommenden Gebiet sichere Aufschlüsse fehlen, obwohl eine Diskordanz beider Bildungen wahrscheinlicher ist — festgestellt, so sind für eine Nordgrenze des oberschlesischen Steinkohlenbeckens randlich heraustretende ältere Gesteine bislang nicht bekannt geworden. Dagegen haben Bohrungen bei Bibiella. Georgenberg, Zyglin in Oberschlesien und Oszarowice in Russisch-Polen überraschenderweise permische Schichten von über 500 m Mächtigkeit festgestellt, deren Altersbestimmung durch Kerne, die auf meine Bitte in einer der Zygliner Bohrungen gezogen wurden, erfolgen konnte. Das Rotliegende war bereits durch Ebert, später durch Althans in älteren Bohrungen von Bibiella, Friedrichshütte und Lassowitz festgestellt worden.

Kurzwald. Aus dem südlichen Gebiete außerhalb der Grenzen Oberschlesiens liegen nicht viel neuere Ergebnisse vor; jedenfalls ist im Vorlande der Beskiden bei Bielitz trotz aller Bemühungen das produktive Karbon bis jetzt nicht erreicht worden. Die beiden Bohrungen von Kurzwald (386 m) und Ernsdorf bei Bielitz (170 m), die ich untersuchen konnte, sind in der Kreide stecken geblieben.

Brodla. Interessante Verhältnisse wurden im östlichen Randgebiet nachgewiesen. Eine 400 m tiefe Bohrung bei Brodla durchteufte bis 43 m Jura, dann Rotliegendes, zuoberst Schichten mit zwischengelagerten Porphyrdecken und Tuffen, von 200 m abwärts dann lockere rötliche Sandsteine.

Zalas. Es ist bekannt, daß das produktive Karbon auch in Galizien entwickelt ist und daß sein östliches Vorkommen bei Tenzynek liegt.

Eine Tiefbohrung bei Zalas, südlich von Tenczynek, hat Kulm erreicht, wie ich kürzlich feststellen konnte; ebenso erwiesen sich einige kleinere Partieen anstehenden Karbons südlich der Bohrung gleichfalls zum Kulm gehörig, der somit zum erstenmal aus dem östlichen Randgebiete in Galicien bekannt wird. Ob dieses Vorkommen eine Kulminsel im produktiven Karbon darstellt oder ob hier schon der Beckenrand vorliegt, kann aus den bisherigen Aufschlüssen noch nicht sicher beurteilt werden.

Polnisch-Neukirch. Ehe ich auf den Aufschluß im Innern des Beckens eingehe, möchte ich noch einmal auf die bereits erwähnte Tiefbohrung von Polnisch-Neukirch zurückkommen und mitteilen, daß diese Bohrung auch noch 50 km von Oppeln entfernt über dem

Kulm in 139—175 m Teufe die Oppelner Zementkalksteine der Kreide angetroffen hat. Das Cenoman fehlt merkwürdigerweise, wenn man nicht den zwischen 174 und 175 m in 1 m Mächtigkeit angetroffenen glaukonitischen tonigen Sandstein dazu rechnen will. Die bekannten Versteinerungen des Oppelner Turon wurden mehrfach gefunden. Gelbe mergelige Kalksteine darüber (von 128 –139 m Teufe) dürften zum Senon zu stellen sein.

Aber nicht nur diese Tatsache verleiht der Bohrung von Polnisch-Neukirch ein besonderes Interesse, noch vielmehr das durchteufte Tertiärprofil.

Von 114—128 m Teufe haben wir zweifelloses marines Mittel-Miocän, den Tegel des oberschlesischen Industrie-Bezirkes mit zahlreichen Versteinerungen vor uns, darüber liegt aber eine über 100 m mächtige Schichtenfolge von Quarzsanden, Tonen zu oberst, dann Glimmersanden, Flammentonen, Braunkohlentonen mit Braunkohle, dann wieder Quarz und Glimmersanden bis zur Kreide, die der sog. früher als oligocän angesprochenen subsudetischen Braunkohlenformation angehört.

Das wesentliche jüngere, wohl obermiocäne Alter derselben ist hier durch die direkte Auflagerung auf marinem Mittelmiocän bewiesen.

Zawada. Gestattet so die Bohrung von Polnisch-Neukirch eine Erweiterung unserer Kenntnisse für die Entwicklung der jüngeren Tertiär-Schichten, so lieferte eine Bohrung südlich von Orzesche bei Zawada ihrerseits einen wichtigen Beitrag über die Art der Entwicklung des älteren Tertiärs. Diese Tiefbohrung, wenig weit von anstehendem Karbon entfernt, ist in eine abgesunkene Partie zu stehen gekommen und hat das Karbon erst bei 820 m Teufe erreicht; das Karbon wird von 28 m mächtigen Röt-Kalken mit *Myophoria costata* überlagert. Das Deckgebirge besteht außer Diluvium und jüngerem Miocän zunächst aus dem marinen Miocän in der für Oberschlesien typischen Entwicklung, und zwar bis 587 m Teufe. Dann wurde eine bisher in Oberschlesien nicht bekannte, 205 m mächtige Schichtenfolge von Tongesteinen und Sandsteinen erbohrt, die den oligocänen, Menilit-führenden Schichten der Karpathen, typischen Karpathensandsteinen und Meletta-Schichten, entsprechen. Sie haben eine Mächtigkeit von 205 m.

Was in unserem Nachbargebiet bisher mit vielem Kostenaufwand bisher vergeblich erstrebt wurde, die direkte Auflagerung von Karpathen-Sandsteinen auf Karbon nachzuweisen, ist hier im Herzen von Oberschlesien, über 40 km vom Nordrand der Beskiden entfernt, überraschenderweise möglich geworden.

Zu erwähnen ist auch, daß das ältere Tertiär namentlich zwischen 620—643 m Teufe eine sehr stark bituminöse Schichten-

folge aufweist und daß hier ähnliche Beobachtungen zu machen waren, wie bei den Bohrungen Ernsdorf und Kurzwald; bei letzterer wurde der Bohrturm durch die Entzündung ausströmender Kohlenwasserstoffgase zerstört.

Die Verbreitung von Kohlenwasserstoffen im Deckgebirge des Karbons im südlichsten Oberschlesien ist eine ganz allgemeine und vermag auch das in letzter Zeit in Steinkohlengruben beobachtete Auftreten schlagwetterähnlicher Gase zu erklären, die durch Verwerfungen aus oberen Schichten Zutritt in das Steinkohlengebirge fanden.

Hierauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

BEYSCHLAG. FRECH. BRUHNS.

Protokoll der Sitzung vom 17. September 1904.

1. Protokoll der Sitzung des Vorstandes.

Vorsitzender: Herr JAEKEL.

Anwesend sind die Herren JAEKEL, JENTZSCH, ZIMMERMANN, GAGEL, DATHE.

Die nach den Satzungen § 26 vorgeschriebene gemeinsame Sitzung des Vorstandes und Beirates konnte nicht stattfinden, weil von den diesjährigen Mitgliedern des Beirates mit Ausnahme des stellvertretenden Vorsitzenden des Vorstandes, der in dieser Eigenschaft dem Beirat angehört, Niemand erschienen ist.

Der Vorsitzende teilte mit, daß der Beirat sich einstimmig dafür ausgesprochen hat, daß die Abgabe des Generalregisters an die mit der Gesellschaft im Austausch stehenden Vereine unentgeltlich erfolgen soll. Der Vorstand schließt sich diesem Votum an.

Der Vorsitzende teilte ferner mit, daß sich die Mehrheit des Beirates (alle fünf abgegebenen Stimmen) dafür angesprochen hat, daß Vereine als Personen die Mitgliedschaft erhalten können und juristische Bedenken auf Grund der Satzungen nicht vorliegen. Hierauf beschloß der Vorstand in dem gleichen Sinne.

Ein Antrag des Herrn WÜLFING-Danzig, dem Geologischen Institut der Danziger technischen Hochschule ein Exemplar unsrer Zeitschrift kostenlos zu überweisen, wird schriftlich von der Mehrheit des Beirats und einstimmig vom Vorstand abgelehnt.

Auf einen schriftlich eingegangenen Vorschlag des Herrn VON KOENEN, eine Einigung in der Rechtschreibung geologischer Namen und Ausdrücke herbeizuführen, soll nach dem Antrag

des Vorsitzenden die Wahl einer Kommission der Allgemeinen Versammlung vom Vorstand empfohlen werden.

Der Vorsitzende berichtete darauf über die Maßnahmen, die zur besseren Unterbringung und Ordnung der Bibliothek notwendig sind und erlangt die Zustimmung des Vorstandes zu den an die allgemeine Versammlung zu richtenden Anträgen.

Das Protokoll wurde vorgelesen und genehmigt.

Hierauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

JAEKEL. DATHE. GAGEL. JENTZSCH. ZIMMERMANN.

---

2. Protokoll der Allgemeinen Versammlung.

1. Geschäftssitzung.

Vorsitzender: Herr JAEKEL.

Der Vorsitzende eröffnete die Sitzung mit der Vorlage des Jahresberichtes, den der derzeitige Vorsitzende der Gesellschaft Herr BRANCO eingereicht hat und der folgendermaßen lautet:

Geschäftsbericht für das Jahr 1903—1904.

Über die die Gesellschaft betreffenden Ereignisse des abgelaufenen Jahres ist das folgende zu berichten:

1. Nachdem die Gesellschaft nun die Rechte einer juristischen Persönlichkeit erlangt hat, ist derselben das JAGORsche Vermächtnis in Höhe von 500 Mark ausgezahlt worden.
2. Infolge von Aufforderung des k. preußischen Kultusministeriums wurde diesem ein Entwurf überreicht, in welchem wir das Maß dessen, was an Geologie in den Schulen, unserer Ansicht nach, gelehrt werden sollte. eingehend dargelegt hatten. Eine Antwort ist darauf nicht erfolgt, wird auch wohl, zunächst wenigstens, kaum erfolgen, da unser Entwurf vermutlich nun den Schulbehörden zur Begutachtung unterbreitet werden wird.
3. Unserer wertvollen Bibliothek könnte möglicherweise eine Veränderung insofern bevorstehen, als sie das feuersichere Unterkommen, das ihr in der geologischen Landesanstalt seit langem in dankenswertester Weise zuteil wurde, mit einem solchen in einem nicht feuersicheren, gemieteten Hause vertauschen müßte. Es würde dann die Frage entstehen, ob sie in einem solchen Falle nicht besser in dem geologisch-paläontologischen Institute unterzubringen sei, welches sich in dem feuersicheren Museum für Naturkunde befindet. Die Hauptversammlung wird sich

für diese Eventualfrage schlüssig machen müssen, welche vom Vorstande bejahend beantwortet wurde.

4. Dem Beirate sind brieflich zwei weitere Fragen vorgelegt worden, welche ebenfalls in Beziehung zur Bibliothek stehen. Bezüglich des ersten dieser Punkte hat der Beirat entschieden, daß das neu herausgegebene Generalregister des ersten bis 50ten Bandes unserer Zeitschrift den Mitgliedern nicht umsonst, sondern gegen Zahlung von 4,50 Mark abgegeben werden soll.
5. Bezüglich des zweiten Punktes ist der Beirat der Ansicht, daß Vereine als persönliche Mitglieder aufgenommen werden können; es erscheint indessen nötig, auch die Hauptversammlung um ihre Zustimmung dazu zu befragen.
6. Die im vorigen Jahre erfolgte Einführung der Monatsberichte scheint, nach der Zahl der für dieselben eingesandten Arbeiten zu schließen, den Beifall der Gesellschaft gefunden zu haben. Im Laufe des Jahres 1903/04, von der allgemeinen Versammlung in Wien bis zu der in Breslau gerechnet, erschienen 10 Monatsberichte mit 20 Vorträgen und 23 kleineren Arbeiten. Dazu 5 Nachrufe auf v. ZITTEL, HUYSSEN, BEUSHAUSEN, HILGENDORF und v. TOLL. Bis zur Allgemeinen Versammlung in Wien, von Januar bis August 1903, waren 5 Monatsberichte herausgegeben, wobei unter No. 1 die Monate Januar bis April 1903 inkl. zusammengefaßt wurden. Sie enthielten 26 Vorträge und 12 kleinere Arbeiten, mit 26 Textfiguren.
7. Seit dem vorjährigen Geschäftsberichte erschienen 6 Vierteljahreshefte, und zwar Heft 3 und 4 des Jahrganges 1902, Heft 1 bis 4 des Jahrganges 1903. Sie enthielten 26 Aufsätze, 26 briefliche Mitteilungen, 60 Vorträge. Dazu sind 26 Tafeln und 123 Textfiguren mitgegeben. Es wird neuerdings zu jedem Aufsatz oder Vortrag die Zahl der Textfiguren beigefügt.
8. Die Zahl der Mitglieder am 1. Januar

1903 betrug	459.	
Im Jahre 1903 traten neu ein . .	16.	
Es schieden aus durch Tod und Austritt	13	Mitglieder.
Die Gesellschaft hatte somit am 1. Januar 1904	462	Mitglieder.

W. BRANCO.

Herr DATHE als Schatzmeister der Gesellschaft legte den nachstehenden Kassenbericht sowie den Voranschlag für das nächste Geschäftsjahr vor:

Bericht

über den Vermögensstand der Deutschen geologischen Gesellsch[illegible]
am 31. Dezember 1903.

Kassenbestand	681 M. 77 Pf.
Der Bestand der Effekten bei der Deutschen Bank beträgt nach der vorigen Rechnung	8800 „ — „
Der Barbestand bei der Bank betrug nach der Staffelberechnung Beleg 138	1571 „ 55 „
Wirklicher Vermögensbestand am 31 Dezember 1903	11053 M. [illegible] Pf.

Voranschlag für das Jahr 1905.

Ausgaben.

I.	a.	Druck der Zeitschrift	8500 M.
	b.	Desgl. für Tafeln . .	1800 „
	c.	Monatsberichte . .	1200 „
	d.	Druck des Katalogs .	2000 „
II.		Bibliothek:	
	a.	für Einbände . . .	700 „
	b.	für Reinigung . . .	30 „
	c.	Beleuchtung . . .	30 „
III.		Bureau- und Verwaltungskosten:	
	a.	Gehälter	1190 M.
	b.	Sonstige Ausgaben .	100 „
	c.	Porto u. Botenlöhne .	1250 „
IV.		Jahresversammlung . .	100 „
		Reserve	260 „
			11160 M.

Einnahmen.

I. Mitglieder-Beiträge 460 × 20 M. [illegible]

II. a. Verkauf der Zeit- schrift . . . .
b. Verkauf des 50. Bandregisters .
c. Zinsen der im De[illegible] befindlichen Staat[illegible] papiere und ba[illegible] Gelder . . .

Breslau, den 15. September 1904.

E. Da[illegible]

Schatzmeister der Deut[illegible]

Im Anschluß hieran berichtete Herr MILCH-Breslau zugleich im Namen des Herrn TORNQUIST-Straßburg, daß sie die ihnen gestern übertragene Kassen- und Rechnungsrevision durchgeführt haben und daß diese zu keinerlei Ausstellungen Veranlassung gegeben habe. Er stellte demnach den Antrag, dem Vorstand für die Kassenführung Entlastung zu erteilen und Herrn DATHE für seine erfolgreiche Mühewaltung den Dank der Gesellschaft auszusprechen. Die Versammlung stimmte dem zu.

Der Vorsitzende motivierte die gegenüber dem Voranschlage eingetretenen Mehrausgaben für die Monatsberichte mit der erfreulichen Inanspruchnahme derselben seitens der Mitglieder zu kürzeren Publikationen, machte aber darauf aufmerksam, daß die Schnelligkeit des Druckes dieser Monatsberichte die Beigabe von Tafeln ausschlösse und auch nur eine mäßige Verwendung von Textfiguren gestatte. Er wies auch darauf hin, daß der Abdruck brieflicher Einsendungen nur nach Maßgabe der zur Verfügung stehenden Zeit und ihres Umfanges erfolgen könne und sonst für die Vierteljahrshefte der Zeitschrift vorbehalten bleiben müsse.

Herr VORWERG teilte mit, daß er einen Vorschlag bezüglich der Versendung der Zeitschrift einreichen wolle, um dadurch eine kleine Ersparnis herbeizuführen.

Auf Ersuchen des Vorsitzenden berichtete hierauf Herr JENTZSCH als Archivar über den Stand der Bibliothek, deren Benutzung seitens der Mitglieder und den Druck des neuen Bibliothek-Kataloges. Er teilte mit, daß dieser bis zu dem Buchstaben B hergestellt wäre, und setzte Korrekturbogen zur Äusserung etwaiger Wünsche seitens der Mitglieder in Zirkulation. Darauf legte er den Bericht über die statutenmäßige Revision der Bibliothek vor, die von den Herren JAEKEL und J. BÖHM vorgenommen ist.

Der Vorsitzende erbat und erhielt Entlastung dafür, daß diese Revision diesmal versehentlich entgegen der Bestimmungen der Statuten nur von zwei Mitgliedern des Vorstandes vorgenommen wurde. Er begründete darauf die Notwendigkeit einer bedeutenden Vermehrung der Schränke und auch der Bibliotheksräume. Derselbe teilte mit, daß Herr BRANCO als Direktor des geologisch-paläontologischen Instituts sich bereit erklärt habe, im Falle einer von ihm beantragten baulichen Erweiterung des genannten Institutes die Bibliothek der Gesellschaft daselbst aufzunehmen, falls ihr in der geologischen Landesanstalt selbst keine größeren feuersicheren Räume zur Verfügung gestellt werden könnten.

Die Versammlung sprach dafür ihren Dank und ihre Zustimmung aus.

Der Vorsitzende begründete darauf die Notwendigkeit, die Regale der Bibliothek sehr wesentlich zu vermehren, sobald die

Dislocation der Bibliothek vorgenommen werden könne, und bat um die Zustimmung der Versammlung, daß in diesem Falle die für die Bibliotheksverwaltung im Etat für 1905 vorgesehenen Mittel überschritten würden.

Herr VORWERG stellte den Antrag: Falls für die geräumigere Aufstellung der Bibliothek mehr Kosten erwachsen, als im Voranschlag vorgesehen, so erteilt die Gesellschaft dazu im Voraus ihre Zustimmung.

Herr WICHMANN stellt den Zusatzantrag: Es möchte gleich die bestimmte Summe eingestellt werden. Dieser Antrag wird abgelehnt.

Der weitere Zusatzantrag des Herrn DATHE: Es möchte der Zusatz als „erste Rate“ eingefügt werden, wird ebenfalls abgelehnt.

Der Antrag VORWERG wird angenommen.

Der Vorsitzende teilte mit, daß das Generalregister an die Mitglieder zum Preise von 4,50 M., an Vereine, die mit der Gesellschaft im Austausch stehen, aber gratis abgegeben wird.

Der Vorsitzende erbat die Zustimmung der Versammlung zu dem Wunsche des Vorstandes und Beirates, auch Vereinen als Personen die Mitgliedschaft zu erteilen. Der Vorsitzende teilte dabei mit, daß der Mitgliedschaft von Vereinen als Personen weder juristische, noch Bedenken des Verlegers entgegenstehen.

Herr BRUHNS frug an, ab dieser Beschluß auch für Institute giltig sei. Der Vorsitzende verneinte das.

An der Erörterung beteiligen sich noch die Herren VORWERG und WICHMANN, und Herr VORWERG wünscht, daß die Sache auf Grund der vorgebrachten Einwendungen an den Vorstand zur nochmaligen Erwägung zurückverwiesen werde.

Herr DATHE machte darauf aufmerksam, daß durch den Ausweisungsparagraphen unbequeme Mitglieder ausgeschlossen werden können, und dadurch diesbezügliche Einwände des Herrn VORWERG nicht mehr von Belang seien.

Herr JAEKEL beantragte: Die Versammlung möge dem Antrage des Beirats und Vorstandes, daß Vereine die Mitgliedschaft erhalten können, ihre Zustimmung erteilen und den Vorstand beauftragen, Erwägungen darüber anzustellen, ob Instituten dasselbe Recht eingeräumt werden könne. Dieser Antrag geht durch.

Der Vorsitzende legte einen schriftlichen Antrag v. KOENENS über Einführung einer Rechtschreibung in der geologischen Literatur vor und bat, eine Kommission, bestehend aus den Herren v. KOENEN, ANDREAE, ZIMMERMANN, zur Feststellung allgemeiner Regeln der Schreibweise zu ernennen.

Herr DATHE wünschte, daß die Vorschläge dieser Kommission in den Monatsberichten möglichst bald mitgeteilt würden.

Die Herren TORNQUIST und JAEKEL befürworteten möglichsten

Anschluß an die Nomenklatur der Zoologen. Die Versammlung stimmte dem Antrage und den dazu geäußerten Wünschen zu.

Die Herren ANDREAE und ZIMMERMANN nahmen die Wahl in die Kommission an.

Für die nächste Versammlung lagen Einladungen nach Koblenz und Tübingen vor. Auf telegraphische Anfrage in Koblenz ist der Bescheid ergangen, daß Koblenz voraussichtlich auch für 1906 seine Einladung aufrecht erhalten würde. Der Vorsitzende schlug vor, für 1905 Tübingen zu wählen. Dieser Vorschlag wurde angenommen.

Zugleich äußerte die diesjährige Versammlung den Wunsch, daß die nächste Versammlung wennmöglich Koblenz für 1906 wählen möchte.

Als Geschäftsführer für Tübingen wurde Herr KOKEN einstimmig erwählt.

Zum Vorsitzenden für den wissenschaftlichen Teil wurde Herr HINTZE-Breslau gewählt.

Hierauf wurde das Protokoll vorgelesen und genehmigt.

v. w. o.

JAEKEL. FRECH. WYSOGÓRSKI. LEONHARD.

Herr JAEKEL gab darauf den Vorsitz an Herrn HINTZE ab.

2. Wissenschaftliche Sitzung.

Der Gesellschaft sind als Mitglieder beigetreten:

Herr Direktor SOBIREJ in Gogolin und

Herr Dr. Ing. KLEIN, Münsterberg i. Schl.,

beide vorgeschlagen durch die Herren FRECH, NOETLING, WYSOGÓRSKI.

Herr L. MILCH sprach über **die Ganggesteine des Riesengebirgs-Granites.**

Neben der bekannten, den größten Teil des Riesengebirges im weiteren Sinne (des Riesen- und Isergebirges) bildenden Granitvarietät, die G. ROSE geradezu als Typus des Granitites aufgestellt hatte, spielen im östlichsten Teil, besonders der Gegend von Jannowitz, wie frühere Untersuchungen des Vortragenden ergeben hatten, mineralogisch und strukturell als aplitische Konstitutionsfacies zu bezeichnende Gesteine eine hervorragende Rolle. Durch alle denkbaren Übergänge sind sie mit dem Hauptgestein verbunden; sie finden sich auch, bald scharf begrenzt, bald allmählich in den „Granitit" übergehend, in den von diesem herrschend zusammengesetzten Gebieten.

Der im Süden des Isergebirges vom Hauptgestein früher abgetrennte sogen. echte Granit erwies sich durch mikroskopische Untersuchung als aus Biotitgranit sekundär her-

vorgegangen; es ließ sich nachweisen, daß der charakteristische Muscovit teils aus Feldspat, teils aus Biotit entstanden ist. Ein Unterschied zwischen „Granit“ und „Granitit“ besteht somit für das Riesengebirge jedenfalls nicht.

Zu seinen noch nicht veröffentlichten Untersuchungen der Ganggesteine übergehend, zeigte der Vortragende, daß die früher schlecht aufgeschlossenen dunklen (basischen) Ganggesteine einen sehr eigentümlichen Typus darstellen, der sich, ohne sich mit ihnen zu decken, am besten mit gewissen basischen Malchiten und Luciiten vergleichen läßt. Charakteristisch ist für diese Gesteine Anreicherung an farbigen Gemengteilen, gewöhnlich Hornblende, verbunden mit sehr reichlicher Feldspatführung, die sich auch in dem sehr erheblichen Gehalt an Natron und Kali ausdrückt. Diese Gesteine können daher durchaus nicht zu den Lamprophyren gestellt werden; sie sind außerdem mineralogisch, chemisch und strukturell mit den Granitporphyren dieses Gebietes verbunden und sind somit als ein neuer Gesteinstypus zu bezeichnen.

Zur Ergänzung des Vortrages wurde eine größere, systematisch geordnete Sammlung von Handstücken und eine Analysentabelle vorgelegt.

An der Diskussion beteiligten sich die Herren Bruhns, Dathe und Milch.

Herr G. Gürich legte einige **angeschliffene Gesteinsstücke** vor, die er als Belege für seinen auf der Naturforscher-Versammlung, Abteilung für Geologie und Mineralogie, zu haltenden Vortrag bezeichnete.

1. Zu Gneis umgewandelter injizierter Schiefer, Einschluß im Granit von Qualkau am Zobten.
2. Zobten-Gabbro, durchsetzt von granitischem Aplit.
3. Striegauer Granit von Häslicht mit einer basischen Knotenschliere, in deren Mitte sich ein Schiefereinschluß befindet.
4. Basisches Ganggestein aus dem Riesengebirgsgranit mit einem Schiefereinschluß von Fischbach.

Herr A. Tornquist sprach über **die Trias auf Sardinien und die Keuper-Transgression in Europa.**

Die Trias - Gebiete des westlichen Mittelmeeres, in welchen die Triasformation in der deutschen, außeralpinen Facies entwickelt ist, bildet den Gegenstand der Untersuchung, welche der Redner sich für mehrere Jahre zur Aufgabe gestellt hat. Durch den Abschluß seiner Studien auf der Insel Sardinien ist

der erste Abschnitt dieser Untersuchungen erledigt. Das ge-
wonnene allgemeine Resultat[1]) lautet:

Die Entwicklung der Trias in unserer deutschen, auße-
alpinen Entwicklung geht durch Südfrankreich bis weit ins west-
liche Mittelmeer hinein. Buntsandstein, Muschelkalk und Keup-
unter Ausschluß des Rhät sind sicher bis in die Breite v
Gennamari (Breite von Cosenza in Calabrien) in außeralpin
Entwicklung vertreten.

In Sardinien speziell ist die facielle Übereinstimmung m
der Trias in Deutschland außerordentlich groß. Mit Ausnah
der obersten Keuperschichten ist kein Schichtglied der große
Triasserie mit der alpinen oder auch mediterran genannten Tria-
facies zu vergleichen. Erst die obersten Keuperschichten bekomme
gewisse Anklänge an die alpine Entwicklung, und erst im Rh
tritt der Facieswechsel deutlich hervor. Damit stimmen au
die fossilen Einschlüsse der verschiedenen Schichten überei
auch diese sind alleine mit unseren deutschen Triasfossilien z
vergleichen, und ganz sparsame alpine Faunenelemente find
sich hier und da mit ihnen vereint. Es ist diese Tatsache b
der Lage Sardiniens inmitten des westlichen Mittelmeeres gew
eine nicht wenig überraschende.

Bei der beträchtlichen Entfernung von der im Norden d
Alpen entwickelten Trias ist es nun auch andererseits verstän
lich, daß wohl die übereinstimmende Gliederung der Schicht
im Großen wiedererkannt werden kann, daß aber im Einzeln
nicht die so auffällig gleichartige Gliederung der Trias bis
kleinste Zonen, wie sie für viele Etagen über ganz Deutschla
durchgeführt werden kann, hier in Sardinien wiederzuerkenn
ist. Schon die Mächtigkeitsverhältnisse sind wesentlich ander

Was die Trias Sardiniens ihrem Wesen nach vor allem v
unserer Trias unterscheidet, ist, daß die einzelnen Schichten i
ihrer horizontalen Ausdehnung durch die Nurra, also in der ve
hältnismäßig geringen Entfernung von etwa 40 Kilometer, nic
unwesentlich ihre Ausbildung und Fossilführung verändern.

Die Fossilien der Triasablagerungen Sardiniens lassen si
fast alle leicht auf unsere deutsche Triasarten zurückführen
aber die meisten zeigen kleine, unwesentliche Abänderungen
welche durchaus nicht zur Aufstellung neuer Arte
berechtigen, aber interessante Varianten darstellen, welche, sowei
eine größere Anzahl von Exemplaren derselben Art vorliegen
in Sardinien ganz konstant sind. Die paläontologische Unte-

[1]) ausführlich publiziert: Sitz.-Ber. Kgl. Preuss. Akad. d.
Wiss. 1904 88. unter dem Titel: Die Gliederung und Fossilführung
der außeralpinen Trias auf Sardinien



suchung dieser Fossilien, welche ich jetzt im Zusammenhang vornehmen werde, wird sich also im wesentlichen auf die Feststellung dieser geringen Abweichungen erstrecken.

Der Buntsandstein ist etwa 50 m mächtig und besteht in seinem unteren und mittleren Teil aus roten, lockeren, auch entfärbten Arkosesandsteinen. Der obere Teil setzt sich dagegen aus Konglomeratbänken und einem Gipslager zusammen, dessen Reste noch in Gestalt von Gipsresiduen, welche in gelber Dolomiterde liegen, erkennbar sind. 20 m unter der Muschelkalkgrenze treten Konglomeratbänke mit Schiefer- und Quarzbrocken auf, welche augenscheinlich aus dem zerstörten alten Gebirge der Unterlage stammen; in diesem Niveau befinden sich auch rote, sandige Letten und weiße Sande.

Eine Parallelisierung der tieferen Buntsandsteinstufen Sardiniens mit bestimmten Stufen des deutschen mittleren und unteren Buntsandsteines ist nicht möglich. Ihre Ausbildung dürfte am Rande des im Osten vorhanden gewesenen Kontinentes (der ungefalteten Zone) eine ziemlich lokale sein.

Wichtig für die Gliederung des Muschelkalkes ist in erster Linie die Ausbildung des mittleren Muschelkalkes in ganz Sardinien als ziemlich geschlossener Komplex von festen Dolomitbänken. Diese meist zerfressenen und löcherigen Dolomite konnte ich am Mte. S. Giusta zuerst stratigraphisch festlegen und sie mit dem bisher als tertiär angesehenen „Lacchitus-Dolomit“ bei Gennamari parallelisieren. In gleicher Ausbildung zeigt sich diese Stufe bei Alghero.

Unter und über diesem Dolomit befindet sich ein durch Fossilien gekennzeichneter, ziemlich mächtiger Kalkkomplex, der untere und der obere Muschelkalk.

Der Gesteinscharakter des unteren Muschelkalks ist gewissen Bänken des deutschen Muschelkalks zum Verwechseln ähnlich.

Eine reich gegliederte und durch reichere Fossilführung ausgezeichnete Schichtfolge der sardischen Trias stellt der obere Muschelkalk dar.

Südlich Alghero besitzt derselbe eine Mächtigkeit von etwa 27 m. Es sind dort zwei Fossilhorizonte vorhanden, welche beide nodose Ceratiten enthalten; der untere Nodosen-Horizont befindet sich etwa 8 m über dem mittleren Muschelkalk, er ist selbst etwa 7 m mächtig; der obere Nodosen-Horizont folgt im Hangenden in einem Vertikalabstand von etwa 12 m von dem unteren in einer Mächtigkeit von 6 m. Der untere dieser Horizonte besteht aus festen, blauen Kalken; der obere Horizont setzt sich aus mergeligen Kalken und Mergeln zusammen; im mergeligen Horizont liegen Ceratiten, welche einem höheren

deutschen Nodosus-Horizont entsprechen. Der Schichtkomplex, welcher diese beiden Nodosen-Horizonte enthält, ist als eine obere Stufe des oberen Muschelkalks einer tieferen, etwa 8 m mächtigen, fossilleeren Stufe gegenüberzustellen, welche man trotz des Fehlens von Resten von *Encrinus liliiformis* unserem Trochitenkalk in Deutschland gleichstellen muß.

		Alghero.		Mte. Santa Giusta	
Keuper			steinmergelartige dolomitische Mergel		?
oberer Muschelkalk	Äquivalent des deutschen Nodosus-Horizontes	6 m	Terebratelbänke Kalkknollen in Mergeln (oberer Nodosus-Horizont)		?
		10 m	feste Kalke und Rhizokorallienkalke		Tonige Kalkplatten mit sog. Rhizokorallien
		2 m	Knollenkalke mit Mergeln	5 m	feste, blaue und graue Kalkbänke mit *Encrinus liliiformis*, *Lima striata*, *Terebratula vulgaris* u. s. w.
		2 m	Rhizokorallienkalke mit Nodosen (unterer Nodosus-Horizont) Gervillienbänke		
	Äquivalent des deutschen Trochitenkalkes	7 m	Kalkbänke gelbe Steinmergel feste Kalkbank	10 m	feste grobe Bänke eines hie und da löcherigen, blauen Muschelkalks ohne Fossilien.
			dolomitische Mergel des mittleren Muschelkalks		dolomitische Mergelplatten des mittleren Muschelkalks

Eine weitere sehr bemerkenswerte Form dieses Horizontes ist *Protrachyceras longobardicum*, ein Ammonit der alpinen Triasfacies, welcher sich im Esinokalk (alpines Äquivalent des oberen Muschelkalks und unteren Keuper) gefunden hat. Die Invasion dieser alpinen Form inmitten der im übrigen ganz außeralpin entwickelten Fauna des sardischen Muschelkalks ist ja nichts so sehr Erstaunliches; sie ist unter dem gleichen Gesichtspunkte zu betrachten wie die seltenen, aber gelegentlich auch in Deutschland im Muschelkalk auftretenden alpinen Faunen-Elemente. Von Wichtigkeit sind die Funde nur zur Parallelisierung der außeralpinen und alpinen Horizonte. Das Auftreten des *Protrachyceras*



longobardicum bei Alghero zusammen mit dem *Ceratites Münsteri* stimmt aufs beste überein mit dem Vorkommen desselben Ceratiten mit zahlreichen Arpaditen vom Esinotypus in den oberen „Buchensteiner Schichten" des Vicentin. Es wird damit bewiesen, daß die Äquivalente des deutschen Nodosuskalkes zusammen mit anderen Horizonten bei Esino im Esinokalk vertreten sind und daß der sardische obere Nodosen-Horizont dem alpinen oberen „Buchensteiner Niveau" äquivalent ist.

Der Keuper beginnt über den mergeligen Kalken des oberen Muschelkalkes in Form gelber und grauer, weicher, dolomitischer Mergel, welche irgend welche besonders auffällige Bänke südlich Alghero nicht zeigen. In der höheren Region des Keupers stellen sich sodann die typischen, dolomitischen Mergel ein, in denen Steinmergelbänke auftreten, genau so wie in Deutschland. In den mittleren Keuper ist der ganze Komplex von Keuperschichten zu stellen, welcher am Mte. Zirra aufgeschlossen ist. Unten an der Cuili Zirra sind weiche, dolomitische Mergel mit Steinmergelbänken und fast reine Dolomitbänke frisch aufgeschlossen, welche ihrem Aussehen nach vollständig unseren Keupermergeln gleichen; dieselben dürften, wie das folgende Profil zeigt, der unteren Abteilung unseres mittleren Keupers entsprechen, also dem Salzkeuper mit den festen Estherienbänken im Hangenden. Steigt man das sich bei Cuili Zirra öffnende Tälchen hinan, so zeigt sich, daß die Mergel alsbald

Die Schichtenfolge ist folgende:

Außeralpines Äquivalent	Schichtenfolge	Alpines Äquivalent
	feste, oolithische Kalkbänke voll Fossilien	Lias
	Korallenkalke (Lithodendronkalke) mit Hydrozoen, Zweischaler, Cidaris u.s.w., gelbe, fossilleere Kalke } Rhät	Lithodendronkalk
Steinmergelkeuper	{ 20 m feste, z. T. kristalline Dolomite und feste Steinmergel, z. T. brecciös und zellig	Hauptdolomit
	1 m knollige Einlagerungen von großkristallinem Kalk (Residuen von Gips) auch Calcit }	
Hauptsteinmergel	etwa 10 m feste graugrüne, dolomitische Steinmergelbänke, zu unterst gelb verwitternd mit Fossilresten	
Estherienschichten + Salzkeuper	etwa 30 m weiße, blaugraue, dolomitische Mergel mit vielen festen, fast reinen Dolomiten und dolomitischen Steinmergelbänken.	

fester werden, und eine etwa 10 m mächtige Folge fester Stein-mergelbänke ganz vom Habitus unserer deutschen steht in Felsen am Wege an. In dem unteren Komplex dieser Schichten fand ich einige mäßig erhaltene Schalen von Zweischalern, unter denen sich eine berippte *Myophoria* und vielleicht eine *Corbula* befinden dürften. Diese Bänke zeigen durchaus den Habitus des linksrheinischen Hauptsteinmergels. Darüber folgt ein Horizont, welcher deutliche Auslösungserscheinungen zeigt, in Form roter großkristallinischer Kalk- oder Calcitknollen; hier dürfte ein ausgelöster Gipshorizont vorhanden gewesen sein, welcher dem Gips über dem Hauptsteinmergel entspräche, und nun stellen sich sehr feste Steinmergelbänke, z. T. reine Dolomitbänke ein, welche in letzterer Ausbildung dem alpinen Hauptdolomit absolut gleichen, während die mehr tonigen Lager dem süddeutschen Steinmergelkeuper entsprechen. Dieser ziemlich mächtige, felsige Horizont ist eine sehr auffallende Bildung, bei der man teils an die deutschen Steinmergel, teils an den alpinen Hauptdolomit erinnert wird. In diesem Horizont geht auch in der Tat der Facieswechsel von der außeralpinen zur alpinen Facies vor sich, denn was jetzt im Hangenden folgt, hat keinerlei Ähnlichkeit mit unserem Rhät, sondern kann schon wegen seiner rein marinen Fossilführung nur eine pelagische Bildung sein, in ähnlicher Facies wie uns das Rhät in den Alpen entgegentritt. In dieser Facies, und zwar nur in dieser rein pelagischen Facies, ohne irgend einen Rückschlag in die außeralpine Facies, sind dann die ganzen sehr mächtigen Jura- und Kreidesedimente der Nurra entwickelt.

Durch den Nachweis, daß der Facieswechsel, d. h. der Einbruch des rein marinen, offenen Meeres über Westsardinien in der jüngsten Zeit des Steinmergelkeupers eintrat, gewinnt dieses Profil am Mte. Zirra eine weitgehende Bedeutung, und dürfte in ihm die Lösung dieser interessantesten und wichtigsten Frage stratigraphischer Natur, welche bezüglich der Sedimente Sardiniens bestand, gegeben sein.

Diese Transgression des Triasmeeres zur Zeit des Hauptdolomits bezw. Steinmergelkeupers, welche in Sardinien durch den Ausbruch des offenen Trias-Meeres von Osten her über das in Westsardinien vorhanden gewesene, abgesperrte Triasmeer des außeralpinen Muschelkalks und Keupers in die Erscheinung tritt, stellt aber offenbar ein Ereignis dar, welches auch in weiten Gebieten Europas seine Spuren hinterlassen hat.

Redner hatte im verflossenen Sommer Gelegenheit, den Röti-dolomitzug zu studieren, welcher sich in den Engelberger Alpen

vom Fuß des Titlis um die Spannörter herum über den Surenenpaß bis in Erstfelder Tal hinzieht. Die petrographische Übereinstimmung dieses mit so außerordentlich beständiger Gesteinsentwicklung ausgebildeten Sedimentes mit dem Hauptdolomit ähnlichen Steinmergelkeuper Westsardiniens ist eine absolute. Leider sind in dem ganzen Komplex dieser Rötidolomite, der unterlagernden Sandsteine und der „Verrucano"-Konglomerate bisher keinerlei Fossilien gefunden worden, welche ihr Alter bestimmt erkennen ließen, nur die Überlagerung des Rötidolomits durch oberen Lias ist festgestellt und kürzlich von TOBLER[1]) genauer verfolgt worden. Ich möchte mich bei der ganz erstaunlichen petrographischen Übereinstimmung dieses Rötidolomits mit dem Keuperdolomit Sardiniens voll und ganz der alten Auffassung anschließen und den Rötidolomit als ein Äquivalent des Hauptdolomits und Steinmergel-Keupers ansprechen. Er dürfte seine Entstehung haben in einer von Süden, aus dem offenen Triasmeer des Mittelmeergebietes, her erfolgten Transgression über die Festlandsbarre, welche dieses Gebiet nach Norden hin von dem der außeralpinen Trias trennte. Diese Transgression dürfte mit derjenigen in Sardinien synchron gewesen sein und zum Absatz des gleichen Dolomits geführt haben. Ein gewisses Analogon ist in der Transgression, dem Auftreten, des Hauptdolomits über dem alten Gebirge der zentralen Ostalpen zu erbliken, welche beispielsweise von FRECH am Brenner erkannt wurde.

Aber auch in unserem deutschen Keuper stellen wohl die Steinmergelhorizonte Zeiten vorübergehender Ausbrüche des offenen Meeres über das bisher fast abgeschlossene Triasmeer Deutschlands dar. Zur Zeit des Hauptsteinmergelkeupers ist hier ein besonders energischer Vorstoß des pelagischen Meeres zu erblicken. Unser Hauptsteinmergel und der mediterrane Hauptdolomit erscheinen dadurch als äquivalente Bildungen. Die deutlichste Einwirkung dieser offenmarinen Ausbrüche prägt sich bei uns durch die Einwanderung einer der marinen sehr nahe stehenden Keuperfauna aus. In dem Horizont der Bleiglanzbänke stellt sich bei uns plötzlich *Myophoria Kefersteini* MNSTR. (Hüttenheim i. Franken) ein, welche mit der alpinen Form des Raibler Niveaus vollkommen übereinstimmt. Mit dieser Ingression tritt noch eine andere Form der Raibler Schichten, *Corbula Rosthorni*, auf. Diese alpinen Faunenelemente liegen bekanntlich nur ca. 35 m über dem Grenzdolomit, in welchem eine rein außeralpine Fauna, vollständig vom Charakter unserer Muschelkalkfauna ver-

[1]) Über die Gliederung der mesozoischen Sedimente am Nordrand des Aarmassivs. In: Verh. d. naturf. Ges. Basel. 1897. S. 28 f.

gesellschaftet ist. Untergeordnete Einbrüche treten dann in höheren Keuperschichten noch verschiedene ein, um dann im Hauptsteinmergel ihr Maximum zu erreichen. Sollte sich die kleine *Gervillia*, welche ich vor Jahren in den Steinmergelbänken des Wienberges bei Göttingen gefunden habe, und vielleicht auch die sogen. „*Perna*" *keuperina*, bei genauer Betrachtung[1]) als Verwandte der *Gervillia exilis*, der Leitform des Hauptdolomits, herausstellen, so wäre auch hier nicht nur der Charakter des Steinmergelkeupers, sondern auch seine nahe Beziehung mit dem Hauptdolomit sicher festgestellt.

Von den Verhältnissen auf Sardinien ausgehend, können wir demnach auch auf dem europäischen Kontinent über weite Gebiete jetzt eine bemerkenswerte Erscheinung überblicken, welche ein wichtiger Zug in den Geschehnissen zur Triaszeit darstellt — die Transgression zur obern Keuperzeit, der große Ausbruch des offenen Meeres des Hauptdolomits über die nördlich und westlich umrandende Festlandsbarre und über das dahinter gelegene fast abgeschlossene Triasmeer, in welchem sich bis dahin nur Sedimente von rein außeralpinem Habitus abgesetzt hatten.

Zur Erläuterung legte der Redner einige sardische nodose Ceratiten, Hydrozoen und andere Triasfossilien vor.

Herr FRECH knüpft hieran einige Bemerkungen.

Hierauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

JAEKEL. HINTZE. ZIMMERMANN. BRUHNS. LEONHARD.
WYSOGÓRSKI.

Protokoll der Sitzung vom 18. September 1904.

Vorsitzender: Herr NIEDZWIEDZKI.

Der Gesellschaft sind als Mitglieder beigetreten:

Herr Bergassessor GEISENHEIMER in Breslau,
Herr Oberbergamtsmarkscheider JAHR in Breslau,
Herr Bergbaubeflissener K. FLEGEL in Breslau,
vorgeschlagen durch die Herren FRECH, SCUPIN und WYSOGÓRSKI.
Herr Rechtsanwalt GRÜNBERGER in Breslau,
vorgeschlagen durch die Herren FRECH, TORNQUIST und WYSOGÓRSKI.

---

[1]) Was jetzt in Straßburg sofort erfolgen soll.

Herr OTTO JAEKEL sprach über **neue Wirbeltierfunde im Oberdevon von Wildungen.**

An den alten Fundstellen der Ense[1]) bei Wildungen, wo seit längerer Zeit auf den Halden der Kalksteinbrüche gelegentlich Placodermenreste gesammelt wurden und durch Herrn VON KOENEN die erste Beachtung und dankenswerte Beschreibung gefunden hatten[2]), habe ich im Laufe der letzten Jahre gründliche Aufsammlungen veranlaßt, durch die ein fast überwältigendes Material von Fischformen, namentlich Placodermen, zusammengebracht worden ist. Die Aufsammlung, die sich leider der Kosten wegen auf die Ausbeutung der zu Tage tretenden Schichtenköpfe beschränken mußte, wurde mit dankenswertem Eifer von Herrn HEINRICH STRACKE in Wildungen besorgt. Die sehr reichen Materialien, die hierdurch in das Berliner paläontologische Museum gelangten und mir durch die Güte des Herrn Geheimrat BRANCO zur Verfügung standen, wurden für meine Untersuchungen noch dadurch erheblich bereichert, daß mir auch die Direktion der geologischen Landesanstalt in Berlin ihre wertvollen Sammlungen dieser Reste zur Bearbeitung lieh, und ebenso die Herren Professoren A. v. KOENEN-Göttingen, E. KAYSER-Marburg, HOLZAPFEL-Aachen und WALDSCHMIDT-Elberfeld das in ihren Sammlungen befindliche wertvolle Material nach Berlin sandten. Mein aufrichtiger Dank für dieses gütige Entgegenkommen erhöht sich noch dadurch, daß mir alle genannten Förderer dieser Untersuchungen auch eine sachgemäße Präparation der Stücke gestatteten. Nur dadurch war es mir möglich, über die von den früheren Forschern erzielten Ergebnisse hinauszukommen und fast jede der vorkommenden Formen in ihrem Skeletbau und dessen einzelnen Teilen klarzustellen. Wie schwierig sich freilich diese Präparation gestaltete, läßt sich daraus ermessen, daß bei der Entfernung der Knochenreste zur Schaffung klarer Negative jedes winzige Sternchen der feingegliederten Skulptur der Knochen einzeln mit der Nadel unter 30—40facher Vergrößerung freigelegt werden mußte.

Die wissenschaftlichen Ergebnisse dieser noch lange nicht abgeschlossenen Untersuchung sind in verschiedener Hinsicht als

---

[1]) Ein Teil derselben wird als „die Hauern" oder „die Haagern" bezeichnet. Über die Stratigraphie dieser Fundstelle siehe: E. WALDSCHMIDT, Über die devonischen Schichten der Gegend von Wildungen. Diese Zeitschr. 37. 1885 S. 906. — A. DENCKMANN, Zur Stratigraphie des Oberdevon im Kellerwald und den benachbarten Gebieten. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. Berlin 1894.

[2]) A. v. KOENEN, Beitrag zur Kenntnis der Placodermen des norddeutschen Oberdevon. Abh. d. Kgl. Akad. d. Wiss. 30. Göttingen 1883 — Über einige Fischreste des norddeutschen und böhmischen Devons. Ebenda 40. Göttingen 1895.

recht erfreulich zu bezeichnen. Um zunächst eine Vorstellung von dem Umfang der Fauna zu geben, erlaube ich mir anzuführen, daß bis jetzt 12 Gattungen von Placodermen gefunden sind, die zahlreiche Arten umfassen und sich auf mehrere Familien der Coccostei verteilen. Durch diese Formen, die mir größtenteils so vollständig vorliegen, daß ich ihr gesamtes Skelet restaurieren kann, wird naturgemäß die Kenntnis dieser alten äußerst interessanten Wirbeltiertypen sehr wesentlich gefördert werden können. Ich bemerke, daß selbst innere Skeletteile wie das verkalkte Knorpelcranium mit dem Hinterhauptgelenk, Blutgefäßeindrücken und Nervenkanälen freigelegt werden konnten.[1]

Es liegen mir ferner vor mehrere Exemplare des bereits von mir beschriebenen *Ramphodus tetrodon* Jkl., von dem ein neues Fundstück auch rudimentäre palatinale Zahnplatten und andere gänzlich unerwartete Skeletteile zeigt. Ebenfalls zu den Chimaeren, aber nicht zu obiger Form dürfte ein Rückenstachel gehören.

Ein vollständiger, ausgezeichnet erhaltener Kopf mit Kiemenskelet eines Dipnoers ist mir von Herrn Professor Waldschmidt in Elberfeld freundlichst zugesandt worden. Derselbe dürfte in die nächste Verwandtschaft von *Cheirodus* Pander gehören. Herr R. Traquair sprach mir auch mündlich seine Ansicht aus, daß das von ihm als *Gonorhynchus* beschriebene Schnauzenfragment dem gleichen Typus angehören dürfte.

Von Ganoiden liegen vor:

Mehrere Exemplare eines Coelacanthiden, der vielleicht mit *Glyptolepis Traquairi* v. Koen. ident sein könnte und von dem ein Exemplar auch den Steinkern der Gehirnkapsel und des Neuralrohres zeigt; ein ziemlich vollständiges, allerdings in seine Knochen zerfallenes Skelet eines *Onychodus*, durch das die

---

[1]) Ich las bei Niederschrift dieses Berichtes, daß Herr R. Eastman in Cambridge Mass. meine Angaben über die Organisation der Coccosteiden in mehrfacher Hinsicht berichtigen zu können glaubt. Der wichtigste dieser Einwürfe geht dahin, daß die von mir als Becken von *Coccosteus* beschriebenen Skeletstücke in Wahrheit dem Flossenskelet ihrer Ventralia angehörten. Er hätte das an einem Exemplar des Pariser Museums gesehen, und darüber sei kein Zweifel. Ich wünschte, daß Herr Eastman einmal Gelegenheit genommen hätte, sich von dem Unterschied zu überzeugen, der die von mir präparierten Exemplare an morphologischer Klarheit gegenüber unpräparierten Stücken, wie sie ihm wohl vorgelegen haben, auszeichnet; aber auch wenn er diese Mühe zu seiner Information scheute, hätte er mir doch wohl so viel Kenntnis des Skeletbaues der Wirbeltiere und so viel Gründlichkeit der Untersuchungsmethode zutrauen können, daß ich ein kompliziert gebautes Becken von einem Flossenstrahl unterscheiden kann.

Kenntnis dieser problematischen, übrigens durchaus eigenartigen Fischform wesentlich gefördert werden dürfte. Besonders erwähnt sei, daß die wunderbaren, bisher als intermandibular gehaltenen Zahnkränze paarig am Oberkiefer lagen und als Prämaxillen zu deuten sind. Außerdem liegen auch noch Skeletteile eines kleineren Onychodonten vor.

Ein fragmentärer Schädel von langgestreckter Form mit zahlreichen schmalen Skeletstücken dürfte wohl am ehesten noch bei den Sturionen unterzubringen sein.

Meine Hoffnung, auch hier Reste von devonischen Landwirbeltieren zu finden, mag insofern kühn sein, als die betreffende Schicht nicht am Ufer, sondern in größerer Meerestiefe gebildet ist. Immerhin gebe ich die Hoffnung noch nicht auf, daß gelegentlich ein verschleppter Tetrapode vom Ufer her hierhin gelangt sein könnte und bei weiteren Sammlungen doch noch zutage kommen wird. Gerade die Organisation der Placodermen spricht deutlich für eine Abstammung der Fische von älteren, uns bisher noch unbekannten vierfüßigen Landwirbeltieren. Über solche positive Auskunft zu erlangen, scheint mir jetzt das brennendste Desiderat für die Stammesgeschichte der Wirbeltiere, denn die theoretischen Ansichten, die man sich bisher ausschließlich auf embryologischer und vergleichend anatomischer Grundlage der lebenden Tiere gebildet hat, sind mit den tatsächlichen Befunden an den ältesten Fischen — namentlich den Placodermen — nicht mehr zu vereinen.

Die Fischfauna des Wildunger Devons darf noch in mehrfacher Hinsicht ein aussergewöhnliches Interesse beanspruchen.

Die bisher bekannten Placodermenfaunen enthalten nur wenige Formen und diese meist in großer Individuenzahl. Die klassischen Fundstellen des schottischen Devon lieferten Hunderte und bergen wahrscheinlich viele tausende Individuen von *Coccosteus oblongus* Ag. und *Asterolepis* (= *Pterichthys*) *Milleri* Ag., aber daneben nur wenige ganz vereinzelte Funde abweichender Formen. Ähnlich liegen die Verhältnisse im Oldred von Livland, von Canada und z. T. auch an denjenigen der Vereinigten Staaten von Nordamerika, während an anderen Lokalitäten die Placodermen überhaupt nicht heimisch wurden und nur durch vereinzelte Reste vertreten sind, wie im Devon der Rheinlande und Böhmens.

Hier in Wildungen zeigt die Fauna das entgegengesetzte Bild, eine kaum zu gliedernde Fülle verschiedener Formen, vereint mit einer individuellen Seltenheit jeder einzelnen. Mehr als zwei bis vier Individuen derselben Art sind mir

selten vorgekommen, dagegen dürfte die Artenzahl beinahe ein halbes Hundert erreichen, und während sonst die wenigen vorhandenen Arten scharf von einander geschieden sind, erscheint hier die Mehrzahl von Gattungen und Arten durch Zwischenformen verbunden zu sein.

Ein weiterer Unterschied ergibt sich daraus, daß in den sonstigen bisher genauer bekannten Faunen die Formen niedrig, d. h. breiter als hoch gebaut und für eine Lebensweise auf dem Boden zugeschnitten sind. In der Wildunger Fauna finden sich zwar auch breitköpfige Formen, aber daneben eine Anzahl stark komprimierter Typen, die offenbar zum Schwimmen im freien Wasser viel geeigneter waren. Dem gleichen Zweck dienten Zuspitzungen der Nasenregion zu einem Rostrum, das ebenfalls den sonst bekannten Formen fehlt. Da nun die breiteren Bodenbewohner den älteren mitteldevonischen Formen anderer Lokalitäten, wie namentlich Schottland und der Rheinlande, noch am nächsten stehen, und die schmalen sich bei starker Spezialisierung weit von jenen entfernen, so darf man daraus den Schluß ziehen, daß die Wildunger Placodermenfauna im Gegensatz zu den älteren mitteldevonischen das Schwimmen lernte und das freie Meer zu erobern begann.

Im Gegensatz zu der typischen Oldredfacies der meisten Placodermenfaunen sind die fischführenden Kalke von Wildungen typisch marine Gebilde, deren Ablagerung, wie schon ihre Ammonitiden beweisen, in einer Meerestiefe von etwa 1—300 m erfolgt sind. Einer solchen Tiefe entspricht nun auch der zunächst sehr auffällige Umstand, daß die Wildunger Placodermen durchweg große Augen haben, die an Umfang die von *Coccosteus*, *Homosteus* und *Heterosteus* z. T. um das 2—5fache übertrafen. Diese Wildunger Formen haben also nicht nur das freie Schwimmen erlernt, sondern sich auch dem Leben in der Tiefe angepaßt. Dieser Lebensweise entspricht bei einigen Formen auch eine weitgehende Verdünnung und Flächenreduktion des Hautpanzers gegenüber den schwerfälligen, auf die Defensive eingerichteten Bodenbewohnern.

Es liegt offenbar in der Wildunger Fauna oder mindestens in deren unmittelbarer Nähe ein Entstehungszentrum neuer Formen vor. Wir werden wohl kaum fehl gehen, wenn wir die Anpassung an das Meeresleben als die Ursache der hier vorliegenden Mannigfaltigkeit annehmen. Dieselbe erscheint als eine überraschend großartige Zersplitterung eines bis dahin in engen Grenzen langsam und ruhig fortschreitenden Formentypus.

Diese Erscheinung steht durchaus im Einklang mit meta-

kinetischen Entwicklungsprozessen, die ich an anderer Stelle[1]) der sonst allein angenommenen Möglichkeit einer langsam fortschreitenden Veränderung der Formen gegenübergestellt habe. Diese Umwandlung wird aber noch viel bemerkenswerter durch den Umstand, daß die Wildunger Fische sich in einer einzigen Gesteinslage von etwa 10 cm Dicke finden.

Durch die ausgezeichneten geologischen Aufnahmen von A. DENCKMANN sind die sehr komplizierten Lagerungsverhältnisse der Devonschichten an der Ense in den wesentlichen Punkten klargestellt. Es handelt sich hiernach um eine schuppige Überschiebung kleiner Schollen, die im einzelnen mehrere Horizonte des Devons umfassen und, abgesehen von kleinen Querverschiebungen, in längeren Zügen an der Oberfläche des Berges ausstreichen.

Es hat sich nun durch die fortgesetzten Sammlungen des Herrn STRACKE in Wildungen gezeigt, daß eine einzige mergelige Schicht von etwa 10—15 cm Dicke, die sich an der Oberfläche über die ganze Breite des Devonklotzes verfolgen ließ, die fischführenden Kalkknollen enthält, daß sie überall unterlagert wird von rötlich grauen Cephalopodenkalken und überlagert wird von Kalken und anderen Clymenien-Schichten, die durch abweichenden Gesteinscharakter von den liegenden Schichten zu unterscheiden sind. Nur einmal hat Herr STRACKE in dem rötlichen Kalk, der die Fischbank überlagert, einen Placodermen gefunden, und es ist charakteristisch, daß diese jüngste der Formen auch der größte Vertreter des einen Gattungstypus ist. Abgesehen von dieser Ausnahme fanden sich also alle Fische in einer Lage nicht über- sondern nebeneinander und zwar in Nestern vereinigt, in denen jeder Kalkknollen einen Fisch enthielt. Diese Art des Vorkommens naher Verwandter in solchen Nestern beweist, daß dieselben hier zusammenlebten, und die ganze Fauna nicht etwa später zusammengeschwemmt wurde. Nun ist man ja nicht gezwungen anzunehmen, daß die Ablagerung der Fischknollen in dieser Bank gleichzeitig erfolgte. Es ist durchaus möglich und nach Lage der Dinge sogar wahrscheinlich, daß dieselben nacheinander erfolgten in dem Maße, als entweder die Fische in größere Tiefe gelangten oder die Strandlinie sich verschob, denn die Bank selbst ist in einer Erstreckung von einem bis zwei Kilometer nachweisbar. Die räumlich am weitesten auseinander liegenden Fische könnten also unter den gleichen geologischen Bedingungen, d. h. in derselben Schicht doch zu verschiedenen Zeiten abgelagert worden sein.

---

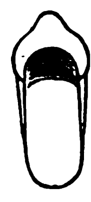
[1]) Über verschiedene Wege phylogenetischer Entwickelung. Sitz.-Ber. V. internat. Zoologen-Kongreß. Berlin 1901. Separat erschienen bei G. FISCHER in Jena 1902.

Immerhin liegen sie sich alle nicht nur räumlich, sondern auch zeitlich so nahe, daß ihre phylogenetische Zersplitterung geradezu explosiv erfolgt sein muß. Die vielfach vorkommenden Zwischenformen beweisen, daß die Zerlegung des Formenkreises entweder an dieser Stelle selbst oder mindestens in deren unmittelbarer Nähe erfolgt sein muß, denn bei weiterer Ausbreitung eines Formenkreises kommen an den peripheren Stellen des Verbreitungsgebietes fast immer nur einzelne Formen vor, die dann in der Regel schnell durch Inzucht konstant werden und sich in einer Richtung zu einer wohl geschiedenen Art spezialisieren. Ein solches Verhalten, wie es z. B. in Schottland der *Coccosteus oblongus* und *Asterolepis Milleri* zeigen, suchen wir hier unter den Placodermen vergebens. Eine spezifische Konstanz läßt sich nur bei dem öfters vorkommenden Chimaeriden *Rhamphodus* feststellen, der hier ganz unvermittelt auftritt und dessen Wiege wohl in tieferen Meeresteilen zu suchen ist. Die 12 Gattungen mit ca. 50 Arten von Placodermen sind aber allem Anschein nach hier in diesem Devonbecken entstanden und haben sich durch die Anpassung an das Meeresleben mit einer bisher beispiellosen Schnelligkeit aus einander entwickelt. Ich hoffe, daß mir die Möglichkeit geboten werden wird, diese ganz eigenartige Fauna und ihre verwandtschaftlichen Beziehungen monographisch zu beschreiben und damit gegenüber der herrschenden Annahme langsamer Entwicklungsprozesse historische Beweise auch für die Möglichkeit, die Ursachen und die Wege sprungweiser Entwicklung zu liefern.

In der Besprechung dieses Vortrages wies Herr FRECH darauf hin, daß die **explosive Entwicklung** der **oberdevonischen** Ganoiden und Placodermen beinahe gleichzeitig ein Seitenstück in der Ausbildung mannigfacher Skulptur- und Schalenformen bei den **Ammoneen** findet. Eine derartige Entwicklungsperiode ist der Beginn, eine zweite noch wesentlich stürmischere der Schluß des Oberdevon. In beiden Fällen handelt es sich um wesentliche Veränderungen des Meeresbodens. Insbesonders sind die Formänderungen zurzeit des Clymenienkalkes auf eine Vertiefung des Meeres und eine Einwanderung der verschiedenen Formen in die ozeanischen Tiefen zurückzuführen. Von den vier durchaus selbständigen Stämmen oder Familien[1], welche die oberdevonischen

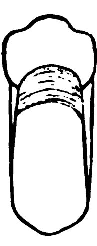
[1]) Die in der neuesten Auflage von ZITTELS Elemente der Paläontologie durch POMPECKJ vorgeschlagene Zusammenfassung aller devonischen extrasiphonaten Ammoneen in eine Familie (Goniatitiden) gibt ein unrichtiges Bild. Schon die Aphyllitiden und Beloceratinen sind viel weiter von einander entfernt als zwei beliebige jüngere Familien;

Schichten erfüllen, zeigen jedoch nur die Clymenien, Prolecanitiden und Cheiloceratiden (*Aganides*, *Sporadoceras*) Tendenz zu mannigfacher Differenzierung.





Aganides subtriangularis nov. spec. FRECH. 3/2
oberster hellroter Clymenienkalk.
Westende des Ebersdorfer Kalkbruches.
Übergang von *Aganides* s. str. in *Aganides paradoxus.*





Aganides paradoxus TIETZE em. FRECH. 3/2
(*Clymenia auct.*)
oberer dunkelroter Clymenienkalk.
Ebersdorf (Grafschaft Glatz)
Beide im Breslauer Museum.

Unter den Clymenien finden wir

1) Aegoceras-ähnliche Skulptur-Formen.
2) Scheibenförmige (Pinakoide) Gestalten und zwar:
   a) solche mit Adventivloben: *Gonioclymenia maxima*,
   b) solche mit einfacher Lobenlinie *Clym. subflexuosa.*

Unter den Cheiloceratiden begegnen wir:

3) der bezeichnenden Kapuzenform als Anpassungserscheinung an benthonisches Leben: *Prolobites delphinus*,
4) einem merkwürdigen Vorläufer der Lytoceren, d. h. einem *Sporadoceras* mit der Skulptur des *Lyt. fimbriatum: Paralytoceras crispum* (*Clymenia* TIETZE),
5) dem merkwürdigen Dreiecks-Goniatiten (früher als *Clymenia*

für die Cheiloceratiden und Aphyllitiden liegt aber ein gemeinsamer Ursprung ganz außerordentlich weit zurück, wie die gänzliche Verschiedenheit des Wachstums, der Skulptur und der Wohnkammerlänge beweist. Auch E. HAUG (Revue de Paléozoologie (1905 S 26) wendet sich gegen diese Classification.

gedeutet) *Aganides paradoxus*, d. h. einer Form mit kapuzenartiger Mündung (3), bei der die zwischen den Radial-Furchen liegenden Gehäuseteile vorgerollt sind.

Bei den Prolecanitiden haben wir ebenfalls

6) eine eigentümliche Tiefseeform: *Phenacoceras* Frech,

7) einen Skulpturvorläufer der Lias-Arieten: *Pseudarietites*.

Zu diesen mannigfaltigen, z. T. aberranten, z. T. als Vorläufer späterer Geschlechter differenzierten Formen treten die zahlreichen Gruppen der mehr normal ausgebildeten Goniatiten und Clymenien:

Tornoceras, *Cheiloceras*, *Aganides*, *Sporadoceras* (inkl. der Gruppen *Dimeroceras* und *Gonioloboceras*), *Clymenia* s. str., *Oxyclymenia*, *Gonioclymenia* s. str. und *Sellaclymenia*. Von all diesen normal und aberrant gestalteten Gruppen sterben ca. 4/5 am Schlusse der Devonzeit aus, sodaß auch in dieser Hinsicht eine Ähnlichkeit mit der Entwicklung der Fischstämme festzustellen ist.

Wenn der Anstoß zur Entwicklung und Differenzierung der devonischen Ammoneen in der Vertiefung der europäischen Meere zu suchen ist, so liegt der Grund für das Aussterben so zahlreicher Geschlechter in dem Flacherwerden der gleichen Meeresteile. Clymenien sind nur bekannt in dem Bereich zwischen Südengland, Nordafrika und dem polnischen Mittelgebirge. Ein vereinzeltes Vorkommen kennzeichnet den südlichen Ural, aber in das weite Binnenmeer des zentralen und nördlichen Rußlands ist keine Einwanderung der pelagischen Cephalopoden erfolgt. Das eben umgrenzte Gebiet wird am Schluß und nach Schluß der Devonzeit von Hebungen und Aufwölbungen des Meeresgrundes [1]) betroffen.

Diese geographischen Änderungen bedingten die Vernichtung der zahlreichen, eben erst entstandenen Cephalopodengruppen und ebenso die mannigfaltige Differenzierung der Faciesbildungen [2]) des untersten Karbon.

---

[1]) Man darf dies Flachwerden des Meeres nicht, wie es vielfach geschehen ist, als Trockenlegung bezeichnen; für eine Trockenlegung und darauf folgende Transgression liegen keinerlei Beweise vor.

[2]) Die Mannigfaltigkeit der Facies des Unterkarbon bedingt z. T. auch die Überlagerung von wesentlich gleichalten und gleichwertigen Schichten wie der Posidonienschiefer und einer an Visé erinnernde Facies. Derartige heterope Facies darf man nicht als Vertreter verschiedener „Stufen" oder Zonen auffassen. Aus dem Unterkarbon sind nur zwei Cephalopodenfaunen bekannt, die der Stufe des *Spirifer tornacensis* und *Productus giganteus* ziemlich genau entsprechen. Die einzelnen Unterkarbon-Facies bilden ebensowenig stratigraphische Horizonte, wie die übereinander liegende synchronischen Facies der Rhaet-Stufe (karpathische, schwäbische, Kössener Facies, Korallenkalk, ob. Dachsteinkalk).

Herr NÖTLING wies auf eine ebensolche Parallele bei den Ammoniten in der Trias der Salt Range, besonders auch auf das merkwürdige *Sageceras multilobatum* hin.

Herr JAEKEL dankte den Herren NÖTLING und FRECH für ihre instruktiven Belege seiner Auffassung aus ihren Spezialgebieten und spricht die Hoffnung aus, daß die Paläontologen sich in Zukunft bei stammesgeschichtlichen Forschungen weniger als es bisher geschehen ist, von den zeitweilig herrschenden Theorien der Embryologen und Anatomen leiten lassen. Die historischen Dokumente der Paläontologie sind auf vielen Gebieten klar und wichtig genug, um eine unbefangene, selbständige Beurteilung zu beanspruchen.

Herr **NÖTLING** sprach über die **paläozoische Eiszeit in der Salt Range** Ostindiens.

Herr JENTZSCH bemerkte im Anschluß an diesen Vortrag: Unsere seit Jahren bestehende Überzeugung einer allgemeinen, auch in Indien deutlich bemerkbaren permischen Eiszeit ist durch die Darlegungen des Herrn NÖTLING auf das Erfreulichste bestätigt und nahezu zur Gewißheit erhoben worden. Es kann danach nicht mehr bezweifelt werden, daß im Salt Range tangentiale Massenverschiebungen stattgefunden haben, deren Reibungsbreccien den Grundmoränen der quartären Eiszeiten analog beschaffen sind. Könnte man noch nachweisen, daß die auflastenden, jene Breccienbildung veranlassenden Massen z. Z. ihrer Tangentialbewegung ihrem Schmelzpunkte nahe waren, so wäre damit bewiesen, daß sie aus Eis bestanden und die Kette der Beweise wäre geschlossen. Da die „Lavendeltone" (Lavender clay) der Salt Range sich in dem von Herrn NÖTLING mitgeteilten Profile zu den unterlagernden, geschiebereichen, grundmoränenartigen Konglomeraten genau so verhalten, wie der Deckton zum unterlagernden, gelegentlich durch Wechsellagerung verbundenen Geschiebemergel Europas, so würde obiges Postulat erfüllt, d. h. der bezeichnete Beweis erbracht sein, wenn die dünngeschichteten Lavendeltone Indiens hin und wieder vereinzelte, gewissermaßen porphyrisch eingesprengte Geschiebe enthielten, wie solche im echten Deckton als Absätze schwimmenden Eises vorkommen müssen, wenn letzterer wirklich mit Gletscher-Ablagerungen genetisch im Zusammenhang steht.

Betreffs der Ursache der permischen Eiszeit hält auch JENTZSCH einen Zusammenhang mit Vulkanausbrüchen für wahrscheinlich. Doch sei es unwesentlich, wenn Herr N. zu dessen Begründung auf umfangreiche vulkanische Herde im Perm Indiens hinweise. Denn solche Ausbrüche bei den Antipoden würden

die gleiche Wirkung gehabt haben. Die Erklärung sei nicht aus örtlichen (indischen) Verhältnissen zu suchen, sondern aus allgemein-irdischen, wie ja bekanntlich das Perm auch in Europa und anderwärts ganz besonders reich an vulkanischen Gebilden sei.

Herr NÖTLING schloß sich letzterer Erklärung an und berichtete, daß in der Tat im Lavendelton eingesprengte Geschiebe gefunden, mithin obiges Postulat erfüllt sei.

Im Anschluß an die Erwähnung der indischen Facettengeschiebe bat Herr MILCH, diesen Namen durch einen anderen, etwa durch „facettierte Untergrundgerölle" zu ersetzen, um ihn für die sog. Dreikanter verwenden zu können, deren Name oft so wenig zutreffend sei.

Herr DATHE machte darauf aufmerksam, daß für die sog. Dreikanter bereits der bessere Name Kantengeschiebe vorliegt.

Herr GÜRICH fragte an, ob auch von anderswo so feinpolierte Geschiebe bekannt geworden sind, wie eines der vorgelegten indischen Facettengeschiebe.

Herr BRUHNS teilte mit, daß in der Straßburger Sammlung Gesteine aus Süd-Amerika (ges. von HAUTHAL und PLAGEMANN) vorhanden sind, welche ähnlich glatte Oberfläche — durch Windschliff erzeugt — besitzen.

Herr **FRECH** wies auf die von NÖTLING und KOKEN gesammelten, in Breslau ausgestellten **Produktuskalkfossilien** hin und darauf, daß jetzt in vier Erdteilen rotliegende Eiszeiten nachgewiesen sind.

Herr **VORWERG** erwähnte, als Beitrag zu der Theorie des Herrn NÖTLING, ein von ihm im Warmbrunner Tal gefundenes **hammerartiges Feuersteingeschiebe.**

Herr **CARL RENZ** sprach über den **Jura von Daghestan.**

Im letzten Sommer unternahm der Vortragende gemeinsam mit Herrn Dr. WYSOGÓRSKI eine Forschungsreise durch Daghestan, über deren Ergebnisse der Versammlung ein kurzer Überblick gegeben wurde.

Noch auf der 1897 erschienenen Karte von Rußland gehörte Daghestan zu den geologisch unerforschten Gebieten des russischen Reiches. BOGDANOWITSCH hatte vor kurzem[1]) die zwischen Kuba und Schemacha liegende Partie des südöstlichen Kaukasus bereist und beschrieben. Die Untersuchungen des Vortragenden erstrecken sich auf den Jura des sich westlich daran anschließenden, mehr

[1]) 1902.

zentralen Teil des daghestanischen Hochlandes, während Herr Dr. Wysogórski die Bearbeitung der Kreide und des Tertiärs übernommen hatte.

Der Jura von Daghestan zerfällt, petrographisch geschieden, in zwei wesentlich verschiedene Glieder, eine dolomitisch-kalkige, obere und eine schiefrig-sandige, untere Abteilung. Letztere entspricht dem Dogger und Lias, die obere Etage dagegen dem Malm, wenn von stratigraphischen Einzelheiten abgesehen wird.

Die hellen, meist sehr harten, oberen Kalke und Dolomite sind im Verhältnis zu der sehr mächtigen, leicht der Verwitterung erliegenden Schieferformation nur von ganz geringer Mächtigkeit.

Sie treten jedoch in dem äußerst eintönigen Landschaftsbild durch ihre helle Farbe und ihre schroffen Formen scharf hervor.

Die in vollkommener Konkordanz liegenden, jurassischen Schichten sind bei annähernd gleichbleibender Streichrichtung in einfache Falten gelegt Tektonische Störungen, Brüche und Überschiebungen fehlen in dem bereisten Gebiete fast vollständig. Man gelangt somit beim Fortschreiten von Norden nach Süden, also vom Rand des Gebirges nach dem Hauptkamm zu, in immer ältere Schichten.

Die tiefsten Schichten, die bis jetzt nachgewiesen werden konnten, sind solche des mittleren Lias im Osten von Ritscha. Im Hauptkamm selbst, der von dem nördlich gelegenen Hochland durch das Tal des Samur geschieden wird, ist jedoch nochmals die ganze Schichtenserie entwickelt, und auf den höchsten Gipfeln, wie auf dem Schach-Dagh, treten selbst wieder Kreideablagerungen auf.

Der südlich vom Hauptkamm gelegene Teil des Gebirges ist dagegen, wie bekannt, abgesunken.

Die beiden östlichen Koissuflüsse (Kara-Koissu und Kasikumuch-Koissu) durchbrechen nach ihrem Austreten aus der Schieferformation die harten Kalke des oberen Jura und die darüberliegenden Kreideschichten in engen, tief eingeschnittenen Querschluchten.

Infolge der flachen Faltung bezeichnet die Verbindungslinie der Durchbruchstellen annähernd die Grenze zwischen dem Jura des inneren Daghestans und den die Vorberge aufbauenden Kreide- und Tertiärablagerungen.

Außerhalb dieses Grenzwalles der oberen Kalkabteilung ist Jura nur vereinzelt in Einschnitten oder im Aufriß von Kreidefalten aufgeschlossen.

In dem nördlich vom Hauptkamm liegenden Gebirgsland ist daher die Tektonik, wie auch die Abgrenzung der einzelnen

Formationen sehr einfach. Als charakteristisch zu erwähnen wären die breiten Synklinen, die oftmals die höchsten Berge aufbauen. Der Vortragende zeigte als Beispiel hierfür eine Photographie des Schunu-Dagh. Genau dieselbe Struktur besitzen auch der Schach-Dagh und der Schalbus-Dagh.

Was die Fossilführung anlangt, so haben die Geoden der Schieferformation eine Masse der prachtvollsten Versteinerungen geliefert, von denen der Vortragende der Versammlung eine Auswahl vorlegte.

Sämtliche Zonen des Doggers sind lückenlos vertreten. Oberer und mittlerer Lias ist ebenfalls mit genügender Sicherheit nachgewiesen. Im Malm dagegen ist der Nachweis aller in anderen Juragegenden aufgestellten Zonen noch unvollständig. Es liegt aber natürlich kein Grund vor, aus dem bisherigen Mangel an paläontologischem Beweismaterial auf das Fehlen der durch Fossilfunde noch nicht nachgewiesenen Zonen des Malms zu schließen. Namentlich ist der Übergang zwischen Jura und Kreide noch nicht genügend geklärt. Es liegt dies einerseits daran, daß in diesen Grenzschichten Versteinerungen seltener sind, als in den tieferen und höheren Lagen, andererseits aber auch in unglücklichen äußeren Umständen, infolge derer bei dem Passieren des Grenzgebietes zwischen Jura und Kreide einer der Leute der Begleitung erschossen wurde.

Neumayr und Uhlig hatten im Jura des Kaukasus eine Mischung mediterraner und mitteleuropäischer Formen festgestellt. — Dieselbe Tatsache wurde auch jetzt wiederum bei dem äußerst reichen Material des engeren Gebietes von Daghestan beobachtet. Neu und interessant ist das Auffinden eines *Perisphinctes (Virgatites) dorsoplanus* Vischniakoff, eines Vertreters der unteren Wolgastufe, wodurch auch im oberen Jura boreale Einflüsse nachgewiesen wurden.

Tiergeographisch ist es entschieden eine bemerkenswerte Tatsache, daß bei einigen Gattungen, wie namentlich den Parkinsonien, den Stephanoceren und den Sphaeroceren auch in dem weitentlegenen Gebiete genau dieselben Arten und Varietäten, genau in derselben Erhaltung, wie in Westeuropa auftreten. Vom geologisch-paläontologischen Standpunkte aus darf daher Daghestan mit Recht als ein zweites Schwaben bezeichnet werden. Wäre die fremdartige Umgebung nicht, so könnte der sammelnde Geologe sich z. B. in Guli, woher die besten Versteinerungen stammen, ganz gut an irgend einen bekannten Fossilfundpunkt Württembergs versetzt glauben. Die Stücke, die der Vortragende vorlegte, sind größtenteils altbekannte Arten. Auf ca. 90 Species

kommen nur ganz wenige neue Typen, und auch diese schließen sich eng an schon bekannte Formen aus Westeuropa an.

Nun bildet der daghestanische Jura das Bindeglied zwischen den europäischen Vorkommen und den durch NÖTLING in Balutschistan und durch WAAGEN bei Cutch bekannt gewordenen Jura-Ablagerungen. Eine weitere Fortsetzung hat nach den vorangegangenen Entdeckungen von WICHMANN und ROTHPLETZ GEORG BOEHM auf den Molukken nachgewiesen. Die Einheitlichkeit dieser Jura-Meere ist damit wohl begründet. Sie gehören einem großen zusammenhängenden Ozean an (Ozean Tethys, zentrales Mittelmeer NEUMAYRS), dessen Endglieder also Ost-Afrika, die Molukken und Mittel-Europa darstellen. Es bedarf keines besonderen Nachweises, daß die vermittelnden Zwischenglieder Cutch, Balutschistan und Daghestan von größerer, geographischer Bedeutung sind, als die Endpunkte.

Ob die Heimat der vorgezeigten Gattungen und Arten unter dem Äquator oder in gemäßigteren Gegenden zu suchen ist, auf welche Weise ihre Wanderungen erfolgt sind, inwieweit Meeresströmungen dabei in Betracht kommen, das sind Fragen so problematischer Natur, daß es kaum Wert hat, vorerst näher darauf einzugehen.

Auch die Frage der jurassischen Meeresprovinzen und Klimazonen ist noch zu wenig geklärt, um positive Schlüsse zuzulassen. Neuerdings hat sich BURCKHARDT auf Grund seiner Untersuchungen in Süd-Amerika gegen die Klimazonen NEUMAYRS ausgesprochen, und auch die Entdeckungen GEORG BOEHMS auf den Molukken sprechen wenig dafür.

Die daghestanischen Jurafunde tangieren die NEUMAYRsche Hypothese jurassischer Klimazonen nicht, da Daghestan an der Grenze zweier Provinzen liegt, was eine Mischung der beiderseitigen Faunen-Elemente genügend erklärt. Das vereinzelte Auftreten nordischer Typen im oberen Jura Daghestans erfordert die Existenz einer Verbindung mit dem Moskauer Becken.

Hieran knüpfte Herr FRECH einige Bemerkungen über die engen Beziehungen dieses Jura zu dem von Schwaben, Cutch und den Mollukken, Herr NÖTLING ebensolche über den Jura von Balutschistan, der ebenfalls schwäbische Formen führt.

Herr **FRECH** legte für Herrn **WYSOGÓRSKI**, der durch Krankheit behindert ist, eine Sammlung von Ammoniten der unteren **Kreide Daghestans** vor und weist auf die nahen Beziehungen derselben mit der unteren Kreide Süd-Frankreichs hin. **WYSOGÓRSKI** konnte in Daghestan alle Horizonte der ganzen Kreideformation (Turon mit *Inoc. Brongniarti* zum erstenmal

im Kaukasus) feststellen mit Ausnahme der untersten Kreide, die aller Wahrscheinlichkeit nach auch entwickelt ist, aber durch Versteinerungen noch nicht nachgewiesen wurde.

Senon	Weiße zerklüftete Kalke mit *Inoceramus Cripsii.*
Turon	Rötliche Kalke mit *Inoceramus Brongniarti.*
Cenoman	Gelbliche Kalke abwechselnd mit Schiefern.
Gault	Schiefer abwechselnd mit Mergeln mit *Aucella caucasica.*
Aptien	Sandige Schiefer mit Geoden, abwechselnd mit Sandsteinen mit *Phylloceras Velledae. Hoplites Deshayesi* und *Parahoplites.*
Barrémien	Graue Sandsteine und Mergel mit Geoden.
Hauterivien	Sandige Kalke mit Sandsteinen, abwechselnd mit großen Ostreen und Gervillcien.
Valangien?	Graue bis schwarze, etwas sandige Kalke.

In der Gegend von Chodschalmachi ist die gesamte Kreide des nördlichen Daghestan aufgeschlossen und zeigt vorstehende Schichtenreihe.

Herr ZIMMERMANN legte von der im nächsten Jahre vermutlich herauskommenden zweiten schlesischen, die Blätter Freiburg, Waldenburg und Friedland umfassenden Lieferung der preußischen geologischen Spezialkarte die von ihm und Herrn G. BERG fertig aufgenommenen Teile der **Blätter Freiburg** und **Friedland** vor und gibt eine Übersicht der darauf dargestellten Schichtengliederung und Tektonik.

Herr JENTZSCH besprach ein mit Herrn KEILHACK gemeinsam beobachtetes Profil in der **Tatra** mit zwei übereinanderliegenden Moränen, aus denen das Vorhandensein einer langen **Interglacialzeit** hervorgeht.

Herr FLEISCHER-Reichenbach i. Schl. fragte über die Wirksamkeit der Kohlensäureexhalation auf das Klima zur Erklärung der Eiszeit. Herr FRECH gab Aufklärung.

Herr ZIMMERMANN verlas die Protokolle der drei wissenschaftlichen Sitzungen, die genehmigt wurden.

Der Geschäftsführer dankte den Erschienenen, dem Vorstand, dem Vorsitzenden und Herrn HINTZE sowie den Schriftführern und überreichte noch seine Arbeit über die Geologie des Bakonywaldes und das Antlitz der Tiroler Zentralalpen.

Herr JENTZSCH dankte dem Geschäftsführer.

Hierauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

J. NIEDZWIEDZKI. ZIMMERMANN. BRUHNS.
LEONHARD WYSOGÓRSKI.

Rechnungs-Abschluss

der Kasse der Deutschen geologischen Gesellschaft in Berlin für das Jahr 1903.

Titel.	Kapitel.	Einnahme.	No. d. Belege.	Spezial-Summe ℳ	Spezial-Summe ₰	Haupt-Summe ℳ	Haupt-Summe ₰
		Aus dem Jahre 1902 übernommener Kassenbestand				17	55
		Einnahme-Reste: Beiträge laut beiliegender Liste . . .	1			860	—
I		Mitglieder-Beiträge, direkt bei der Kasse eingezahlt	2	2115	31		
		Cotta'sche Buchhandlung	3	240	09		
		" "	4	350	73		
		" "	5	950	96		
		" "	6	921	45		
		" "	7	590	80		
		" "	8	1021	16		
		" "	9	629	81		
		" "	10	872	39		
		" "	11	580	91		
		" "	12	270	05		
		" "	13	200	53		
		" "	14	70	—		
		" "	15	190	35		
		" "	16	120	10		
		Von dem Diener Schreiber eingezogen . . .	17	480	—		
			18	330	—		
				9934	64		
		Davon gehen ab die obigen Resteinnahmen		860	—	9074	64
		Seitenbetrag				9952	19

Titel.	Kapitel.	Einnahme.	No. d. Belege.	Spezial- Summe. ℳ	₰	Haupt- Summe. ℳ
		Übertrag				9952 .
II	a.	Verkauf der Zeitschriften.				
		Cottasche Buchhandlung	19			1623 –
	b.	Verkauf und Subskriptionspreis des 50. Bandregisters.				
	c.	Zinsen der im Depot befindlichen Staatspapiere und baren Gelder laut Abrechnungsbuch.				
	d.	Aus dem Jagorschen Vermächtnis.				
		Von der Deutschen Bank abgehoben laut Abrechnungsbuch am 2. 7. 03 = 1500 M. und am 30. 9. 03 = 3200 M.				4700 –
		Summe der Einnahme				16275
		Ab Ausgabe				15593
		Bleibt Kassenbestand am 31. Dezember 1903				681
		Der Bestand an Effekten bei der Bank beträgt nach der vorigen Rechnung . .				8800
		Der Barbestand bei der Bank beträgt nach der Staffelberechnung Beleg 138 . . .				1571
		Wirklicher Vermögensbestand am 31. 12. 1903 =				11053
		Zu: die Ausgabe in 1903				15593
						26646

Titel.	Kapitel.	Ausgabe.	No. d. Belege.	Spezial-Summe ℳ	₰	Haupt-Summe ℳ	₰
I	a.	Druck der Zeitschrift.					
		Buchdruckerei Starcke für Druckarbeiten	1	1049	15		
		" " " "	2/3	828	90		
		" " " "	4	12	50		
		" " " "	5/6	930	55		
		" " " "	7/8	486	01		
		" " " "	9	778	45		
		" " " "	10/11	316	18	4396	74
		Klöppel in Eisleben Vorschuß	12/14			300	—
		Summa Tit. a.				4696	74
	b.	Druck der Tafeln.					
		Meisenbach, Riffarth & Co., Berlin . . .	15/16	5	73		
		" " " . . .	17/18	45	18		
		" " " . . .	19/23	54	80		
		" " " . . .	24/29	156	45		
		" " " . . .	30/34	106	60		
		" " " . . .	35/39	42	75	411	51
		Rommel & Co., Stuttgart	40/41	136	80		
		" "	42/43	506	75		
		" "	44/47	343	95	987	50
		Berliner Lithographisches Institut, Berlin .	48/49			48	—
		Dr. Stromer v. Reichenbach, München . .	50/51			6	—
		" " "	52			10	—
		Professor Felix, Leipzig	53/55			63	75
		Funke, Leipzig	56/57			37	97
		v. Grumkow, Berlin	58			10	—
		Behling, Berlin	59			5	—
		Pütz I "	60	50	25		
		" "	61	17	50	67	75
		Parkinson, Marburg	62/63			70	—
		Hoffmann, Berlin	64			39	50
		Doerbecker, Marburg	65/66			35	—
		Scharfenberger, Straßburg	67/68			35	—
		Philipp, Heidelberg	69/71			250	—
		Pütz I, Berlin	72			380	—
		Summa Tit. I.				7153	72

Titel.	Kapitel.	Ausgabe.	No. d. Belege.	Spezial-Summe. ℳ	₰	Haupt-Summe. ℳ
		Übertrag				7153
II		Bibliothek.				
	a.	für Einbände.				
		Wichmann, Berlin	73	46	40	
		„ „	74	73	80	
		„ „	75	64	10	
		Peter Hoffmann, Berlin	76	57	45	
			77	123	80	
		Summa Tit. II.				365
		Bureau- und Verwaltungskosten.				
III	a.	Gehälter.				
		Dr. J. Böhm für die Redaktion der Zeitschrift für das I. Quartal	78	150	—	
		„ „ II. „	79	150	—	
		„ „ III. „	80	150	—	
		„ „ IV. „	81	150	—	
		v. Waldenfels für Verwaltung der Bibliothek für das I. Quartal	82	75	—	
		Vetter „ „ II. „	83	75	—	
		„ „ „ III. „	84	75	—	
		„ „ „ IV. „	85	75	—	
		Kieckbusch für Führung der Kassengeschäfte	86	200	—	
		Diener Schreiber pro 1903	87	75	—	
		Summa Tit. III a.				117[illegible]
	b.	Sonstige Ausgaben.				
		Fliegel Mitgliedsbeitrag zurück	88/89	5	—	
		Schreiber für Einbinden der Belege . .	90	2	—	
		Feister für Druckarbeiten	91	74	50	
		„ „ Kuverts	92	9	—	
		Breitkopf für Schreibarbeiten	93	4	—	
		Sieth „ „	94	6	80	
		Gerichtskasse, Berlin, Gebühren	95	24	16	
		Rechtsanwalt v. Bredow, „	96/97	88	35	
		Geheimer Bergrat Wahnschaffe für 1 Kasten	98	1	05	
		Gebrüder Schaar für 1 Tisch	99	42	50	
		Moster, Berlin, für Schreibarbeit	100	2	50	
		„ „ „	101	4	—	
		Berglein „ „	102	1	—	
		„ „ „	103	2	50	
		„ „ „	104	2	—	
		Seitenbetrag		268	36	869[illegible]

Titel.	Kapitel.	Ausgabe.	No. d. Belege.	Spezial- summe. ℳ	₰	Haupt- summe. ℳ	₰
III	b.	Übertrag		268	36	8694	27
		Scheel, Berlin, für 1 Präsenz-Liste . . .	105/106	12	—		
		Weise „ „ Umdruckarbeiten . .	107/108	4	10		
		Vetter „ „ Zeichnerarbeiten . .	109	57	50		
		Macke „ „ Heizung	110	20	—		
		Geologische Landesanstalt für Heizmaterial	111	37	46		
		Summa Tit. III b				400	42
	c.	Porto und Botenlöhne.					
		Cottasche Buchhandlung Porto	112/113	409	95		
		Sieth Porto	114	5	—		
		Professor Beushausen Porto	115	3	50		
		Dr. Böhm Porto	116	15	—		
		„ „	117	15	—		
		„ „	118	15	—		
		Sieth „	119	4	50		
		Schreiber „	120	17	35		
		„ „	121	23	04		
		„ „	122	10	60		
		„ „	123	10	68		
		„ „	124	22	52		
		„ „	125	19	98		
		„ „	126	16	—		
		Vetter „	127	7	—		
		Kieckbusch „	128	20	89		
		„ „	129	18	75		
		Cottasche Buchhandlung Porto	3	—	50		
		„ „	4	—	80		
		„ „	5	2	20		
		„ „	6	1	85		
		„ „	7	1	35		
		„ „	8	2	15		
		„ „	9	1	20		
		„ „	10	1	20		
		„ „	11	1	37		
		„ „	12	—	35		
		„ „	13	—	25		
		„ „	14	—	15		
		„ „	15	—	30		
			16	—	30		
		Summa Tit. III c				648	73
		Zur Hinterlegung auf der Deutschen Bank					
		am 17. Januar 1908	130	1200	—		
		am 14 Januar 1908	131	1000	–		
		Seitenbetrag		2200	—	9743	42

Tit. Kapitel	Ausgabe.	No. d. Belege.	Spezial-Summe. ℳ	₰	Ha[illegible]-Summe. ℳ
	Übertrag		2200	—	974[illegible]
	Zur Hinterlegung auf der Deutschen Bank				
	am 2. Februar 1903	132	1000	—	
	„ 25. Februar 1903	133	800	—	
	„ 24. März 1903	134	600	—	
	„ 29. April 1903	135	600	—	
	„ 11. Mai 1903	136	650	—	
					58[illegible]
	Summa der Ausgabe				155[illegible]
	Effekten aus dem Vorjahre		8800	—	
	Barbestand bei der Bank		1571	55	
	Barbestand bei der Kasse		681	77	
					110[illegible]
	Summa Ausgabe				26[illegible]

Berlin, den 4. Juli 1904.

Die Unterzeichneten unterzogen am obigen Tage die Kassenführung der Deutschen geologischen Gesellschaft einer Revision, welcher der Schatzmeister der Gesellschaft Herr Dathe und der Kassenführer Herr Kieckbusch beiwohnten. Zahlreiche Eintragungen wurden mit ihren Belegen formell und inhaltlich geprüft, sämtliche Posten nachgerechnet und mit dem Bankkonto verglichen. Die Revision ergab keinerlei Unregelmäßigkeit.

W. Branco. Otto Jaekel.

11. Protokoll der November-Sitzung.

Verhandelt Berlin, den 2. November 1904.

Vorsitzender: Herr BRANCO.

Der Vorsitzende teilte den im Sommer erfolgten Tod der Herren Dr. E. VON MARTENS, Professor an der Universität, und Dr. ALFRED NEHRING, Professor an der Landwirtsch. Hochschule zu Berlin, mit, die zwar nicht Mitglieder der Gesellschaft waren, aber mittel- und unmittelbar an unsrer Wissenschaft mitgewirkt haben. Zu Ehren der Verstorbenen erheben sich die Versammelten von den Sitzen.

Ferner ist der Gesellschaft eine Anzeige vom Tode des Gründers und Direktors der Société des sciences naturelles et mathématiques zu Cherbourg, A. F. LE JOLIS, zugegangen.

Der Gesellschaft sind als Mitglieder beigetreten:

Herr Dr. R. STRUCK, Lübeck,
vorgeschlagen durch die Herren GAGEL, G. MÜLLER und E. ZIMMERMANN;

Herr Professor Dr. KARL BUSZ, Münster i. W.,
vorgeschlagen durch die Herren J. BÖHM, W. BRANCO und E. ZIMMERMANN;

Herr THEODOR WEGNER, Assistent am mineral.-paläontol. Museum zu Münster i. W.,
vorgeschlagen durch die Herren G. MÜLLER, J. BÖHM und H. SCHRÖDER;

Herr W. BERGMANN, Gr. Ilsede bei Peine,
vorgeschlagen durch die Herren H. SCHRÖDER, G. MÜLLER und J. BÖHM.

Der Vorsitzende erinnerte daran, daß das Generalregister zu den ersten 50 Bänden unserer Zeitschrift erschienen ist und gegen Nachnahme von 4,50 M. von der Cottaschen Buchhandlung Nachf., Berlin SW., Kochstr. 53 bezogen werden kann.

Alsdann wurden vom Vorsitzenden die im Austausch eingegangenen Zeitschriften und die von den Autoren als Geschenk

an die Bibliothek der Gesellschaft eingesandten Bücher vorgelegt und besprochen:

ANDREAE, A.: Dritter Beitrag zur Kenntnis des Miocäns von Oppeln i. Schl. Mitteil. a. d. Roemer-Museum. No. 20. 1904.

ANDRÉE, K.: Der Teutoburger Wald bei Iburg. Inaug.-Diss. Georg-Augusta-Univ. Göttingen. 1904.

CAREZ, L.: Notes sur la géologie de la Feuille de Quillan. S.-A. a. Bull. 85. d. Services de la Carte géol. de la France 1902.

—: Feuilles de Tarbes, Luz, Bagnères-de-Luchon, Saint-Gaudens. Ebenda No. 98. 1904.

—: Encore quelques mots sur Biarritz. S.-A. a. Bull. soc. géol. France. (4) 1. 1904.

—: Sur la cause de la présence du Crétacé supérieur à de grandes altitudes sur les Feuilles de Luz et d'Urdos. S.-A. a. Ebenda.

Commission internationale des glaciers. 9 rapport 1903. Les variations périodiques des glaciers. S.-A. a. Archiv des Sciences phys. et nat. 18. Genève. 1904.

CORNET, J.: Etudes sur l'évolution des rivières belges. S.-A. a. Annales soc. géol. Belgique 31. Mémoires.

DORR, R.: Mikroskopische Faltungsformen. Ein physikalisches Experiment. Danzig. 1904.

ECK, H.: Bemerkungen zur Lethaea geognostica, betreffend Schwämme aus dem Muschelkalk. S.-A. a. Centralblatt f. Min. 1904, No. 15.

—: Zweite Bemerkung zur Lethaea geognostica, betreffend die deutsche Trias. S.-A. a. Ebenda No. 16.

ETZOLD, F.: Die in Leipzig vom 1. Juli 1903 bis 30. April 1904 von WICHERTS Pendelseismometer registrierten Erdbeben und Pulsationen. Mit 1 Taf. u. 3 Tabellen. S.-A. a. Berichte d. math-phys. Kl. d. K. Sächs. Ges. Wiss. Leipzig 1904.

HATCH, FRED H.: The extension of the Witwatersrand beds eastwards under the Dolomite and the Ecca Series of the southern Transvaal. S.-A. a. Transact. geol. soc. South Afrika 7. 1904

KOERT, W: Geologisch-agronomische Untersuchung der Umgegend von Amani in Ost-Usambara. Mit 1 geol. Übersichtskarte. S.-A. a. d. Berichten über Land- u. Forstwissenschaft in Deutsch-Ostafrika. 2 (3) 1904.

LIEBENOW, C.: Notiz über die Radiummenge der Erde. S.-A. a. Physikalische Zeitschr. 5. No. 20

OEBBEKE, K.: Die Stellung der Mineralogie und Geologie an den Technischen Hochschulen. Festrede, gehalten in der Aula der K. Techn. Hochschule zu München z. Eröffnungsfeier des Studienjahres am 10. Dez. 1902. München 1904.

RICHTHOFEN, F. Freiherr VON: Das Meer und die Kunde vom Meer. Rede zur Gedächtnisfeier des Stifters der Berliner Universität König Friedrich Wilhelm III. in der Aula am 3. August 1904.

—: Triebkräfte und Richtungen der Erdkunde im 19. Jahrhundert. Rede beim Antritt des Rektorats, gehalten in der Aula der K. Friedrich Wilhelm-Universität zu Berlin am 15. Oktober 1903.

TANNHÄUSER, F.: Die jüngeren Gesteine der Ecuatorianischen Ost-Cordillere von Cordillera de Pillaro bis zum Sangay sowie die des Azuay und eines Teiles der Cuenca-Mulde. Inaug.-Diss. Friedrich Wilhelm Universität Berlin. 1904.

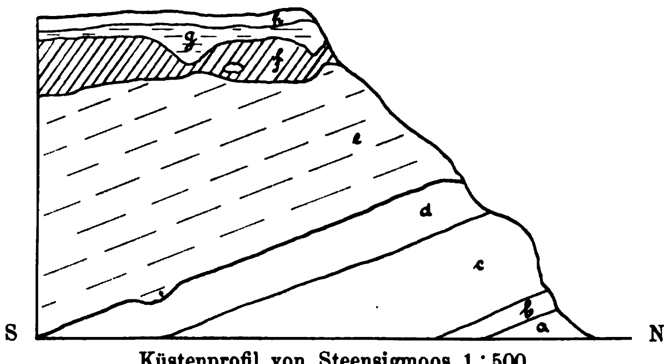
TASSIN, W.: The Persimmon creek meteorite. S.-A. a. U. S. Nat. Mus. 22. No. 1380. 1904.

WOLFF, FERD. VON: Die älteren Gesteine der Ecuatorianischen Ost-Cordillere sowie die des Azuay und eines Teiles der Cuenca-Mulde. S.-A. a. W. REISS Ecuador 1870/74. Heft 2. 1904.

WILCKENS, O.: Über Fossilien der oberen Kreide Süd-Patagoniens S.-A. a. Centralblatt f. Min. No. 19. 1904.

Herr C. GOTTSCHE aus Hamburg sprach **über den *Tapes*-Sand von Steensigmoos.** Hierzu 1 Textfig.

An der Ostküste des Sundewitt war im Sommer 1903 etwa 4 1/2 km OSO von Broacker und 1/2 km N der kleinen, zu Steensigmoos gehörigen Fischerhütte ein bemerkenswertes, seitdem teilweise verrutschtes Profil in der 22 m hohen Steilwand des Ufers zu beobachten. Auf den ersten Blick hatte es den Anschein, als ob hier lediglich mächtige Cyprinentone von feinen Sanden und diese wiederum von einem Geschiebemergel überlagert seien. Indessen bei genauerer Betrachtung[1]) war sowohl in dem Cyprinenton, als in dem Geschiebemergel eine weitere Gliederung zu erkennen, während die dazwischen liegenden feinen Sande sich als eine bisher unbekannte Schicht des marinen Diluviums erwiesen, welche nach einer recht häufig auftretenden Form zweckmäßig als *Tapes*-Sand zu bezeichnen ist.



Küstenprofil von Steensigmoos 1 : 500.

Dieser *Tapes*-Sand (e des Profils), ein nahezu weißer, sehr feinkörniger glimmerarmer Quarzsand ist wohlgeschichtet, bis 14 m mächtig und läßt sich nach N noch etwa 50 m, nach S über 200 m weit in dem Steilufer verfolgen. Seine Versteinerungen (meist Bivalven mit z. T. noch geschlossenen Schalen)

[1]) Bei meinen Untersuchungen wurde ich in erster Linie von Herrn stud. phil. W. HAACK aus Flensburg, sodann aber auch von meinen Freunden CH. BUHBE und P. TRUMMER, sowie von Herrn Zahlmeister ROHDE in Sonderburg, welcher zuerst meine Aufmerksamkeit auf diesen Aufschluß lenkte, auf das Dankenswerteste unterstützt.

sind bankweise angeordnet; faunistische Unterschiede der einzelnen Bänke nachzuweisen, wollte bisher nicht gelingen.

Die große *Tapes*-Art dieser Sande ist sicher identisch mit der kürzlich von Tondern abgebildeten Form; ich will sie daher nach Harder's Vorgange [1]) als *aureus* Gm. bezeichnen, obwohl mein recentes Material dieser Art nicht ganz damit übereinstimmt. Im Ganzen sind bisher folgende Molluskenarten im *Tapes*-Sand von Steensigmoos beobachtet:

1. *Ostrea edulis* L.
2. *Mytilus edulis* L.
3. *Cardium echinatum* L.
4. „ *edule* L.
5. *Cyprina islandica* L.
6. *Venus gallina* L.
7. *Tapes aureus* Gm.
8. *Dosinia lincta* Pult.
9. *Lucina divaricata* L.
10. *Montacuta bidentata* Mont.
11. *Mactra stultorum* L.
12. „ *subtruncata* da Costa
13. *Tellina baltica* L.
14. *Solen siliqua* L.
15. *Corbula gibba* Olivi
16. *Mya truncata* L.
17. *Litorina litorea* L.
18. *Hydrobia ulvae* Penn.
19. *Rissoa interrupta* Ad.
20. *Bittium reticulatum* da Costa
21. *Triforis perversa* L.
22. *Turbonilla rufa* Phil.
23. *Parthenia interstincta* Mont.
24. *Odostomia pallida* Mont.
25. *Nassa reticulata* L.

Außerdem fanden sich in den Schlämmrückständen: einzelne Otolithen, reichlich Ostracoden, wohlerhaltene *Echinocardium*-Stacheln, und wenig Foraminiferen. Die Fauna ist eine ausgesprochen gemäßigte und bemerkenswert wegen einiger noch nicht aus dem marinen Diluvium Schleswig-Holsteins bekannter Arten (6, 8, 9, 11, 14, 22).

Der *Tapes*-Sand wird bedeckt von einem grauen bis 4 m mächtigen Geschiebemergel (f). Hierüber lagern 0.6—2.8 m mächtige, horizontal geschichtete Sande und Mergel (g)

---

[1]) Dansk geol. For. 6. tab. 2, f. 9—11.

mit vereinzelten Steinen und relativ reicher Fauna. Es finden sich in g mit Ausnahme von 1, 5, 8, 11, 13, 14, 16, 19, 21 und 22 alle oben aus dem *Tapes*-Sand aufgezählten Arten, daneben aber noch *Syndosmya alba* Wood, *Pholas crispata* L., *Utriculus truncatulus* Brug., ferner *Pisidium obtusale* Lk. und einige Samen. Die Mehrzahl der Exemplare ist weniger gut erhalten, als im *Tapes*-Sand; auch ist das Zahlenverhältnis der einzelnen Arten ein anderes, so ist z. B. *Bittium reticulatum* hier viel häufiger als dort. Dies alles, sowie das Auftreten von Süßwasserformen und reichlichem nordischen Material, welches im *Tapes*-Sand so gut wie fehlt, läßt es als zweifellos erscheinen, daß die Fauna von g eine gemischte ist und aus der Zerstörung verschiedener Schichten herrührt. Dies wird auch dadurch wahrscheinlich gemacht, daß h, die oberste Schicht des Profils, ein 0.6—0.8 m mächtiger sandiger Lehm mit Geschieben ganz den Charakter eines verwitterten Geschiebemergels trägt.

Über die Unterlage des *Tapes*-Sandes will ich mich hier umso kürzer fassen, als der Aufschluß von Steensigmoos an anderer Stelle noch eingehend beschrieben werden soll. Alles, was unter dem *Tapes*-Sand liegt, fällt gleichmäßig mit 20° nach S ein und stellt sich — vom Wasser aus gesehen — als Teil eines großen Sattels und damit als ein zweifellos zusammengehöriger Komplex dar, dessen Hauptteil der bekannte Cyprinenton (c) hier 6.5 m mächtig ist. Seine Fauna ist, wie gewöhnlich, sehr artenarm; mit bloßem Auge sieht man in der Wand nur die großen Durchschnitte zweiklappiger Cyprinen.

Nach oben wird derselbe erheblich sandiger; diese als d bezeichnete, etwa 3 m mächtige Partie weicht auch in der Fauna insofern ab, als neben *Cyprina islandica* nunmehr auch *Ostrea edulis, Tapes aureus* und *Bittium reticulatum* auftreten und stellenweise dominieren.

Nach unten wird der Cyprinenton ebenfalls sandiger; in dieser 1.3 m mächtigen Partie b wird *Cyprina* fast ganz von *Mytilus edulis* verdrängt, der stellenweise die Schichtflächen geradezu bedeckt.

Den tiefsten Teil des Komplexes bildet endlich ein Süßwassermergel a, im Profil etwa 2 m mächtig entblößt, aber durch Graben noch bis 1.5 m unter dem Wasserspiegel nachgewiesen. An der oberen Grenze gegen den Mytiluston findet sich eine dünne, mit zahlreichen Eichenblättern und einzelnen Käferresten erfüllte Lage; dann wird das Gestein allmählich lockerer und reicher an Diatomeen, bis es schließlich ganz in einen dunkelgrauen Diatomeenpelit übergeht, dessen Schichtflächen mit zer-

drückten Schalen von *Anodonta* und *Pisidium* bedeckt sind.

Daß der Cyprinenton überall in naher Verbindung mit Süßwasserabsätzen gestanden hat, geht mit Sicherheit daraus hervor, daß an allen schleswigschen, wie dänischen Fundorten einzelne Süßwasserformen darin beobachtet sind. Welcher Art diese Verbindung war, ließ sich an den schleswigschen Fundorten (die dänischen kenne ich nicht) aber nicht feststellen, da sie wohl ohne Ausnahme nur Schollen von Cyprinenton im Geschiebemergel darstellen. So ist denn das Profil von Steensigmoos berufen, auch auf den Cyprinenton neues Licht zu werfen.

Auch die südliche Fortsetzung des Profils ist nicht ohne Interesse. Unmittelbar neben der eingangs erwähnten Fischerhütte, also in etwa $^1/_2$ km Entfernung, finden sich diskordant über diluvialem Spatsand und teilweise von einem Geschiebemergel bedeckt von oben nach unten

1) braune Mergel mit *Tapes aureus*
2) helle Sande mit *Bittium reticulatum*
3) graue Mergel mit *Mytilus edulis* und
4) grünliche bis dunkelgraue Süßwassertone und Diatomeenpelite, deren Beziehungen zu dem eben geschilderten Profil wahrscheinlich derart sind, daß 2 der Schicht g, 1 einer umgearbeiteten Scholle von d, 3 und 4 aber größeren, wenig veränderten Schollen von b und a entsprechen.

An der Besprechung beteiligten sich die Herren Branco und Jentzsch.

Herr O. H. Erdmannsdörffer sprach **über die Altersbeziehungen zwischen Gabbro und Granit im Brockenmassiv.**

Während Lossen seine Ansichten über die gegenseitigen Altersverhältnisse von Gabbro und Granit im Brockengebiet in den Satz zusammenfaßte, „daß die Eruption der basischeren Eugranite (Diorite, Gabbros etc.) eine vorübergehende Phase während der längere Zeit vor und nach ihrer Aufpressung andauernden Graniteruption war“, haben neuere Untersuchungen den Vortragenden zu dem Resultat geführt, daß der Harzburger Gabbro zweifellos älter ist als der Brockengranit. Die von Lossen als Einschlüsse im verwitterten Harzburgit des oberen Radautales aufgefaßten Granitpartien haben sich als Gänge in diesem Gestein herausgestellt, sodaß das jüngere Alter des Granites hier zweifellos ist, ebenso wie ja bekanntlich an allen andern Stellen, wo Gabbro und Granit miteinander in Berührung kommen. Im Granitgebiet selbst sind keine wesentlichen Altersunterschiede wahrzunehmen; der Kerngranit, die „Gabbro-Granit-

zone“ und der Ilsensteingranit sind durch allmähliche Übergänge miteinander verbunden. Die mikropegmatitischen Granite der „Gabbro-Granitzone“ haben außerdem erheblich größere Ausdehnung, als man bisher angenommen hatte: sie reichen am Ostrande des Brockenmassivs bis in die Gegend südlich von Schierke, im Westen bis zum Sonnenberger Wegehaus bei St. Andreasberg, umgeben also in Gestalt eines nach Süden geöffneten Bogens den Kerngranit. Die dioritischen Gesteine der Hohne, der Hippeln und der Gruhe sind sonach, wie dies ROSENBUSCH[1]) früher einmal ausgesprochen hat, „eine zur Granitformation des Brockens gehörige Randzone“, die durch Differentiation ihren heutigen Habitus erlangt hat. Da hieraus aber die Schlußfolgerung zu ziehen ist, daß diese Zone nicht gleichaltrig mit dem Harzburger Gabbro ist — mag auch das Zeitintervall kein bedeutendes gewesen sein — da ferner in ihr nicht gabbroide, sondern dioritische Gesteine neben den Graniten die Hauptrolle spielen, so dürfte es angemessen sein, den Namen Gabbro-Granitzone, der ja gerade unter der Voraussetzung der Gleichwertigkeit aller basischen Eugranite des gesamten Brockenmassivs geschaffen worden ist, fallen zu lassen, und ihn etwa durch Granit-Dioritzone zu ersetzen.

Der auch von LOSSEN betonte gemeinsame magmatische Ursprung des Harzburger Gabbros und des Brockenmassivs wird dadurch erwiesen, daß analoge dioritische Gesteine auch als saure Facies im Gabbro auftreten. Hierher gehört z. B. auch der von STRENG analysierte „Gabbro“ von der Chaussee nach Torfhaus. Stellenweise (z. B. im Riefenbachtal) gehen diese Vorkommnisse durch reichliche Aufnahme von Orthoklas in eigentümlich struierte Gesteine über, die gewissen der Bröggerschen Orthoklas-Plagioklasgesteine (Monzonitreihe) nahe stehen dürften.

Ausführlichere Mitteilungen werden in den Veröffentlichungen der Kgl. geologischen Landesanstalt und Bergakademie gegeben werden.

An der Besprechung beteiligten sich die Herren RAUFF, BRANCO, BERG und SOLGER.

Herr GAGEL sprach **über ein neues pflanzenführendes Interglacial bei Emshorn.**

Dort sind durch fünf Bohrungen am Rande der Geest in einem Raum von 400 m O-W und 200 m N-S Entfernung folgende Schichten nachgewiesen:

0,4—3,2 m Alluvium (Moorboden-Torf etc.),
bis zu 4,7 bez. 8,4 m Tiefe Geschiebedecksand,

[1]) Mikrosk. Physiogr. II. Aufl. S. 87 u. 88.

darunter folgt in einer Bohrung 5 dcm Geschiebelehm. in vier Bohrungen 2—4 dcm ganz grobe Gerölle, die offenbar den Rest der zerstörten Moränenbank darstellen.

Darunter folgt in vier Bohrungen eine Serie von kalkhaltigen. glacialen bez. fluvio-glacialen Bildungen, nämlich:

4—10 m Sand und Tonmergel,
0,8—1,8 m Geschiebemergel,
10—20 m Kies, Sand und Tonmergel,
in einer Bohrung nur Sande.

Darunter liegt eine Serie von **kalkfreien** bez. **sehr kalkarmen** Sanden mit Einlagerungen von Tonbänkchen, Humusstreifen. Faulschlamm. Faultorf und Lebertorf. Der Faulschlamm enthält außer zahlreichen, nicht figurierten. humosen Bestandteilen Koniferenpollen, verschiedenartige Sporen, Bacillariaceen, Nadeln von *Spongilla*, unbestimmbare Dicotyledonenhölzer sowie das Holz einer ausgestorbenen Taxacee, deren nächste Verwandte *Podocarpus*, *Phyllodatus* etc. jetzt in subtropischen Gegenden leben. Darunter folgt in drei Bohrungen 11—21 m Geschiebemergel und unter diesem in einer Bohrung miocäner Glimmerton.

Das kalkfreie, pflanzenführende Interglacial liegt in den einzelnen Bohrungen in 18—21 m. 21,8—24,3 m, 23,5—27 m und 34—35,5 m Tiefe, also 11—27 m unter dem Seespiegel.

Es ist also ein ganz zweifelloses **Interglacial zwischen zwei Moränen** nachgewiesen, mit Pflanzen, die jedenfalls **nicht** arktisch sind.

In 6 km Entfernung SSW davon sind auf einem Raum von 300 m N-S und 500 m O-W Entfernung 23 Bohrungen herunter gebracht, die folgendes Profil ergaben

1—2,5 bez. 5 m Flugsand,
2,5—10 m mächtiger Geschiebedecksand mit Kiesbänken,
6—22 m mächtige Obere Grundmoräne mit fluvioglacialen, wasserfreien Einlagerungen; an zwei Stellen wurde diese Moräne mit 27,6 bez. 28,4 m nicht durchbohrt,
3—15,5 m **kalkfreie** oder ganz auffallend **kalkarme** Sande mit starker Wasserführung. Darunter eine Untere Moräne, die an den Stellen, wo sie durchbohrt wurde, 3—8 m mächtig war, und die an drei Stellen auf miocänem Glimmerton, an fünf Stellen auf Braunkohlentertiär liegt.

Nach den oben erwähnten Ergebnissen der Bohrungen im Norden der Stadt wird man wohl nicht fehlgehen, den *Horizont* der kalkfreien Sande zwischen den beiden Moränen ebenfalls als interglaciale Verwitterungsschicht zu deuten.

Eine genauere Bearbeitung der Bohrungen wird demnächst

im Jahrbuch der Königl. geolog. Landesanstalt und Bergakademie erfolgen.

An der Besprechung beteiligten sich die Herren JENTZSCH, WAHNSCHAFFE, SOLGER und E. MEYER.

Herr JENTZSCH sprach über das **Nordostdeutsche Erdbeben vom 23. Oktober 1904.** Das nordostdeutsche Flachland gehört im allgemeinen zu den erdbebenärmsten Gebieten der Erde. Zwar wurde am 6. März 1872 das Mitteldeutsche Erdbeben bis Berlin empfunden und im Jahre 1755 das große Erdbeben von Lissabon bis in der Gegend von Lübeck. Aber aus Ost- und Westpreußen lagen, abgesehen von vereinzelten, völlig unkontrollierbaren Beobachtungen, nur aus dem Jahre 1303 in der alten DUSBURGschen Chronik Nachrichten vor, welche mit einiger Wahrscheinlichkeit auf ein — als drei Stöße empfundenes — Erdbeben bezogen werden konnten. Etwas wirklich Sicheres war auch darüber wegen der Dunkelheit jener Zeiten nicht mehr zu ermitteln. Diese fast völlige seismische Immunität erschien leicht verständlich, weil dort lose aufgeschüttete Diluvial- und Tertiärschichten von zusammen bis 200 m und mehr Mächtigkeit fast allerorten das ältere Gebirge verhüllen und selbst die mesozoischen Schichten teilweise wenig Festigkeit zeigen. Um so bemerkenswerter war es, daß zufolge Zeitungsnachrichten an verschiedenen Orten des Gebietes am Sonntag, den 23. Oktober d. Js. Erdstöße gespürt worden sein sollten. Da die dort so große Seltenheit der Erscheinung eine wissenschaftliche Feststellung erwünscht erscheinen ließ, verbreitete auf Anregung des Vortragenden die Königliche Geologische Landesanstalt eine Aufforderung zur Einsendung der etwaigen Erdbebenbeobachtungen an verschiedene Behörden und Zeitungen. Der Erfolg war ein günstiger. Durch zahlreiche Nachrichten, darunter solche von unanfechtbarer Zuverlässigkeit, ist festgestellt, daß zur selben Zeit, etwa $11\frac{1}{2}$ Uhr vormittags, schwache, eben noch fühlbare Erdstöße in sehr vielen Orten der Provinzen Pommern, West- und Ostpreußen, und zwar von Greifswald bis Memel wahrgenommen wurden. Auf einer ausgehängten Karte hatte Vortragender diese Orte durch rote Punkte hervorgehoben, und es ließ sich so der deutsche Teil des Schüttergebietes leicht überblicken. Das Epizentrum des Bebens lag in Schweden, von wo sich die Wellen über einen großen Teil Schwedens, Norwegens, Dänemarks, sowie ostwärts nach Finland und bis Petersburg fühlbar verbreiteten.[1])

[1]) Nach gefl. Mitteilung des Herrn DOSS wurden sie auch in Kur-, Liv- und Estland gespürt.

Der deutsche Teil des Schüttergebietes kennzeichnet sich in den Erdbebenwellen (wie bekanntlich auch in seinem geologischen Bau) als ein Vorland des skandinavischen Schildes.

Hierauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

BRANCO. J. BÖHM. E. ZIMMERMANN.

11. Protokoll der Dezember-Sitzung.

Verhandelt Berlin, den 7. Dezember 1904.

Vorsitzender: Herr BRANCO.

Das Protokoll der November-Sitzung wurde vorgelesen und genehmigt.

Der Vorsitzende widmete dem am 10. November im 70. Lebensjahre zu Dresden verstorbenen Mitgliede Dr. MORITZ ALFONS STÜBEL einen warmen Nachruf:

Im November dieses Jahres 1904 ist ALFONS STÜBEL, 70jährig, aus der Mitte der Vulkanologen geschieden.

Anfangs der siebziger Jahre des vorigen Jahrhunderts war es, da zog STÜBEL mit REISS zusammen hinaus in die Welt, Vulkane zu studieren. Einige Monate wollten sie für die Feuerberge in Peru und Columbia verwenden, auf rein geologische Probleme sollte die Untersuchung sich beschränken. Aber wie anders kam das! Zunächst zeigte sich, daß sie, um nutzbringend arbeiten zu können, überhaupt erst eine kartographische Unterlage sich schaffen mußten. So ergab sich von vornherein für beide Reisegenossen die Notwendigkeit einer Trennung. Während REISS die trigonometrische Vermessung der einzelnen Vulkangebiete unternahm, sorgte STÜBEL für die bildliche Aufnahme derselben.

Doch noch zwei weitere Umstände wirkten außerordentlich erschwerend auf ihre Arbeiten ein. Einmal der Gährungsprozeß, in welchem sich die sozialpolitischen Zustände dieser Republiken befanden. Zweitens und in noch höherem Grade die ungünstigen meteorologischen Verhältnisse. Wochenlang oft mußte ein wolkenbedeckter Berggipfel ins Auge gefaßt werden, bis er sich einmal entschleierte und man eine Zeichnung von ihm entwerfen konnte; Gefahren und Mühseligkeiten harter Art mußten überwunden werden, um in dem zum teil unwirtlichen Klima der Anden die schneebedeckten Gipfel der Vulkanberge besteigen zu können; unablässige Opfer an materiellen Mitteln mußten gebracht werden, um das Ziel zu erreichen. Einige Monate hatten es werden

sollen. Als aber STÜBEL und REISS den Anden und deren Vulkanen den Rücken kehrten und heimwärts nach Deutschland zogen, da war inzwischen der Zeiger der Weltuhr um volle zehn Jahre weiter vorgerückt.

Ein gewaltiges Material an Gesteinen und auch Versteinerungen, an Bildern, Beobachtungen und Kenntnis bisher wenig oder garnicht bekannter Vulkane führten sie mit sich heim. Zunächst fanden jene Gesteine und fossilen Säugerreste aus den Tuffen ihre Untersuchung durch eine Anzahl jüngerer Forscher; denn mittlerweile hatte sich die mikroskopische Untersuchungsmethode in der Petrographie zu einer solchen Bedeutung ausgewachsen, daß ein vollständig neues Studium für die beiden Forscher notwendig geworden wäre, wenn sie selbst die Gesteine hätten mikroskopisch untersuchen wollen. Es blieb ja auch ohnedies überreicher Stoff für sie zurück.

Doch ein hartes Geschick schob hemmend seinen Riegel vor. Gleich nach der Heimkehr ward REISS schwer augenleidend; und die bedrohlichen Anfälle wiederholten sich fortgesetzt von Zeit zu Zeit und machten ein Arbeiten unmöglich. So erklärt es sich, daß erst nach langer Zeit, 1897, die erste langersehnte Arbeit erschien, in welcher STÜBEL seine „Vulkanberge von Ecuador“ schilderte. Leider ließ es sich nicht ermöglichen, die überaus zahlreichen Bilder, welche STÜBEL von diesen Vulkanen teils selbst gemalt, teils hatte malen lassen, in dieser Arbeit wiederzugeben. So brachte diese nur den Text zu den Bildern, während diese selbst dem Museum für Völkerkunde in Leipzig überwiesen wurden. Dort füllen sie einen großen, durch Querwände in 25 Räume geteilten Saal. Aber auch ohne diese Bilder gab der Text doch eine Fülle von Belehrung; 41 selbständige Vulkanberge, unter denen noch 3 bez. 4 tätige, lehrte er uns kennen.

Auf Grund dieses langjährigen Studiums war STÜBEL bekanntlich zu einer ganz neuen, einer genetischen Einteilungsweise der Vulkane gelangt. Er unterschied monogene Vulkanberge, die gewissermaßen aus einem Gusse hervorgegangen seien; wenn dieser Prozeß auch lange Zeiträume hindurch angedauert haben, wenn es auch zur Bildung loser Auswurfsmassen gekommen sein könne — der Berg sei doch in seinem Innern stets flüssig, plastisch, beweglich geblieben, bis er vollendet war; und während der ganzen Zeit sei langsam immer wieder neuer Nachschub von Magma erfolgt. Diesen monogenen stellte er gegenüber die polygenen Vulkanberge, die durch intermittierende Tätigkeit aufgeschüttet wurden; hier erstarrte der Berg vollständig während der Ruhepausen. Jeder polygene Vulkan hat als monogener begonnen.

Fast alle diese großen Feuerberge Ecuadors, und zwar gerade auch die gewaltigsten unter ihnen, waren nach STÜBELS Ansicht monogen.

Von der einleuchtenden Ansicht ausgehend, daß die Annahme eines allgemeinen, in großer Tiefe liegenden Schmelzherdes mit großen Schwierigkeiten zu kämpfen habe, stellte STÜBEL sich auf die Seite derer, welche das Vorhandensein zahlreicher, kleiner, isolierter, flachgelegener Schmelzherde für wahrscheinlicher halten. Die Art und Weise aber, in welcher er die Herkunft derselben zu erklären suchte, war abweichend von den bisher versuchten Erklärungsversuchen. Bekannt sind ja seine Vorstellungen von dem Entstehen der „Panzerung“ der Erde in den frühesten Zeiten infolge von steten Durchbrechungen der dünnen Erdrinde von Seiten des Magmas; von dem Entstehen übereinandergelegener, die Erstarrungsrinde überlagernder Schmelzherde immer höherer Ordnung, aus denen die Vulkane gespeist würden; von der plötzlichen Ausdehnung des Magmas, wenn es auf einem gewissen Grad seiner Abkühlung angelangt sei, wodurch dann der Ausfluß eines Teiles desselben erfolge; von der Entstehung der Calderen durch Einsturz infolge Verschwindens des Magmas in der Tiefe; von der Entstehung der Mondkratere als monogene Bildungen mit darauf folgendem Verschwinden der Lava in die Tiefe; von dem Fehlen tiefer, praeexistierender Spalten, das heißt also von der Kraft des Schmelzflusses, sich unabhängig von Spalten Auswege zu bahnen.

In raschester Folge gab STÜBEL nun noch vier weitere Arbeiten im Jahre 1903 heraus: „Das nordsyrische Vulkangebiet,“ in welchem er die Beweise für seine Anschauung zu erbringen suchte, daß eine an die Erdoberfläche getretene Lavamasse sich ihrerseits wieder zu einem Herde höherer Ordnung gestalten kann, von welchem denn selbständig Eruptionen ausgehen und Kegel gebildet werden. Weiter kam die „Karte der Vulkanberge Antisana, Chacara etc.,“ in welcher er abermals Beweise für seine Anschauung zu erbringen suchte, daß es Vulkane im Sinne der älteren Auffassung, welche eine das tiefe Erdinnere entlastende Rolle spielen sollten, nicht gebe. Der verderbliche Ausbruch auf Martinique 1903 gab STÜBEL Veranlassung, einen „Rückblick auf die Ausbruchperiode des Mont Pelé auf Martinique vom hetoretischen Gesichtspunkte aus“ zu schreiben. Die umfassendste Darlegung seiner Anschauungen aber gab er in seinem Werke „Über die genetische Verschiedenheit vulkanischer Berge.“

Es ist hier nicht der Ort, STÜBELS Lehre kritisch zu beleuchten. Die Zeit wird sie klären, wird das, was richtig an ihr ist, zur allgemeinen Anerkennung bringen, das, was nicht

Bornhardt[1]) hat sie unter dem Namen „Inselberglandschaft" aus Ostafrika beschrieben, der Verfasser selbst hat sie in Südafrika in grossartigstem Maßstabe kennen gelernt und in einer grösseren Arbeit[2]) aus dem Inneren Südafrikas beschrieben.

Die Verbreitung der Inselberglandschaften.

Die Inselberglandschaft ist über den größten Teil von Afrika verbreitet. Sehen wir von den Zeugenlandschaften der Karro und der Sahara ab, wo aus flachgelagerten sedimentären Schichten Tafelberge durch Winderosion gebildet worden sind, so zieht eine Zone von Inselberglandschaften[3]) durch den ganzen Sudan vom Senegal bis zum Roten Meer. In Abessinien, im vulkanischen Grabengebiet Ostafrikas und im aus marinen Kreide- und Tertiärablagerungen aufgebauten Osthorn fehlt sie. Mit der Massaiebene beginnt sie aber sofort von neuem und zieht sich durch Südafrika bis zu den flachgelagerten Karroschichten hin. Sie fehlt im Kongobecken mit seiner Sandsteindecke und vielleicht auch in dem erhöhten Westrand zwischen Kamerun und Angola.

Diese Inselberglandschaften bestehen aus weiten Ebenen, wirklichen Ebenen, nicht welligem flachen Hügelland, aus denen, wie Inseln aus dem Ozean, einzelne Berge aufragen. Letztere können wenige Meter hohe Kuppen bis mehrere tausend Meter hohe Gebirgsstöcke und -Massive sein. Stets aber geht die Ebene wie ein Tisch an den steilen Hang der Insel heran, ohne ein den Übergang vermittelndes Hügelland oder eine ausgedehnte Böschung.

Die gleichen Inselberglandschaften findet man in ungeheuerer Verbreitung im Gebiet des alten westaustralischen Rumpfes. Selbst noch aus den Kreideschichten der mittleren Beckenregion ragen einzelne Inseln älterer Gebirge auf.

Eine in Zerstörung begriffene Inselberglandschaft findet man vielleicht auf der alten Festlandmasse von Guyana. Isoliert ragen dort hohe Gebirgsmassive und Höcker von Granit aus flachem, welligem Gneisland auf. Aber die Wasserscheiden sind überall so niedrig, daß man das Kanoe als einziges Beförderungsmittel benutzt, indem man es zwischen den zahllosen Quellflüssen des Orinoko, Rio Negro, Amazonas und der Küstenflüsse von Guyana hin und her trägt, je nach Bedarf.

---

1) Zur Oberflächengestaltung und Geologie Deutsch-Ostafrikas. Berlin 1900.

2) Passarge, Die Kalahari, Berlin 1904.

3) Passarge, Die Inselberglandschaften im tropischen Afrika. Naturwissensch. Wochenschrift, 1904.

Der geologische Aufbau.

Vergleichen wir den geologischen Bau aller dieser Inselberglandschaften unter einander, so erkennt man, daß sich möglicherweise alle auf einen Typus zurückführen lassen, der sich in Südafrika in ausgedehntem Maße beobachten läßt, nämlich auf den Betschuana-Typus. Dieser besitzt folgende Beschaffenheit.

Die Berge bestehen aus widerstandsfähigen Gesteinen, wie Granit, Diorit, Gabbro, Quarzfels, Quarziten, Chalcedon, Eisenquarzitschiefer u. a. Granit ist am häufigsten — die Ebenen dagegen aus leichter zerstörbaren Gesteinen, wie schieferigen Gneisen, kristallinen Schiefern, Schiefertonen, Sandsteinen, Kalkmergeln und Kalken. Die Lagerung der Gesteine ist nicht flach, sondern gestört. Die Ebene geht also über die Schichtenköpfe hinweg. Die Gesteine weisen keine Tiefenzersetzung auf, sondern sind meist relativ sehr frisch. Rote, sandige und lehmige Verwitterungsprodukte sind als meist dünne Decke über die Oberfläche der Gesteine ausgebreitet. Sie sind nicht ursprüngliche, in situ befindliche, sondern durch Wind und Regengüsse ausgebreitete Verwitterungsprodukte. Die Quelle für diese Decksande und Decklehme, wie sie meist genannt werden, sind die aufragenden Gesteine. Die Decke jüngerer Bildungen füllt zweifellos Vertiefungen des Grundgesteins aus, und auf ihr beruht ganz wesentlich die ebene Beschaffenheit des Bodens, allein die Gesteinsoberfläche ist doch nicht etwa ein zerschnittenes oder welliges Hügelland, sondern selbst eine ebene Fläche. Das kann man in Wasserrissen oder an fortwährend aufragenden Gesteinsflächen erkennen. Wo die Decksande und -lehme so mächtig werden, daß sie auf weite Strecken hin das Gestein der Ebene verhüllen, ist die Beschaffenheit der Gesteinsoberfläche natürlich zweifelhaft.

Inselberglandschaften, deren Ebenen aus ebenen Flächen aufgerichteter Gesteine bestehen, sind vom Verfasser mit Sicherheit nachgewiesen in der Kalahari, im Betschuanenland und im südlichen Matabeleland. Im Damaraland dürften sie, der Literatur nach zu urteilen, die gleiche Beschaffenheit haben und ebenso in der Massaisteppe.

Die Entstehung der Inselberglandschaften.

Wie sind solche Oberflächenformen entstanden?

Sicherlich gibt es an und für sich verschiedene Formen der Inselberglandschaften. Die Berge können durch vulkanische, tektonische oder zerstörende Kräfte entstanden sein, die Ebenen da-

gegen Einbrüchen, Aufschüttungen oder Zerstörungen ihr Dasein verdanken.

In Südafrika liegt eine durch Zerstörung der Gesteinsoberfläche entstandene Inselbergbildung vor. Für Horste sind die meisten Berge zu klein, außerdem sind sie oft genug petrographisch einheitliche Massen, die sich von dem Gestein der Ebene unterscheiden. Vulkanismus fällt ganz weg. Die Ebenen aber sind nicht tektonische Flächen, nicht Aufschüttungsflächen, sondern Zerstörungsflächen, und zwar Rumpfflächen[1]), wie sie nach dem Vorgange v. RICHTHOFENS genannt seien.

Welches waren die zerstörenden Kräfte?

Permotriassische Ablagerungen von terrestrischem Charakter bedecken Teile Südafrikas, im mittleren Jura erfolgten die großen Randbrüche des heutigen Sockels[2]), seitdem haben sich an diesen marine Randbildungen angelagert. Da paläozoische marine Schichten auch nur im äußersten Süden nachgewiesen sind, so ist Südafrika wahrscheinlich seit dem Kambrium und vielleicht seit noch früherer Zeit nicht mehr vom Meer bedeckt gewesen. Marine Entstehung der Ebenen kann man also wohl ausschließen, zumal die Bildung derartiger Inselberge nicht für marine Abrasion charakteristisch ist. Demnach ist subärische Abtragung allein verantwortlich zu machen, und die Ebenen sind subärische Rumpfflächen.

Welche subärischen Kräfte haben die Abtragung bewirkt? Eis können wir wohl ausschließen. Eine so gewaltige Vergletscherung ganz Südafrikas ist einmal unwahrscheinlich, sodann schaffen Gletscher andere Oberflächenformen.

Wasser ist nicht imstande solche Ebenen zu erodieren. Seine Erosionskraft wirkt hauptsächlich in die Tiefe, nur ausnahmsweise in die Breite. Bei sehr lange andauernder Abtragung kann wohl eine „Peneplain“ zustande kommen, d. h. ein flaches welliges Hügelland, aber keine Fläche, wie die Ebenen der Inselberglandschaften. Vor allem ist eine Entfernung des Gesteins bis an den Fuß der Berge als glatte Fläche unmöglich, zumal ohne Ablagerung von Sedimenten. Dazu kommt, daß die Vegetation, die im regenreichen Klima nie fehlt, jede Erosion verhindert, sobald das Ge-

[1]) Folgende Bezeichnungen seien hier angewandt. Zerstörungsfläche = Destruktionsfläche: allgemeiner Ausdruck für jede durch Gesteinszerstörung entstandene Fläche. Rumpffläche: eine aus aufgerichteten Schichten — meist altem Faltengebirge — bestehende Fläche. Sie ist eine bestimmte Unterart der Zerstörungsfläche, gleichgiltig welche Entstehungsweise sie besitzt. Die Zerstörungsfläche kann eine Abtragungsfläche = Peneplain oder eine Abrasionsfläche sein. Erstere ist durch subärische Abtragung, letztere durch marine Transgression entstanden.

[2]) PASSARGE a. a. O. Cap. XXXV.

hänge eine gewisse Neigung erreicht hat. Schließlich muß sich unter einer Vegetationsdecke die Tiefenzersetzung im Laufe der unendlichen Zeiträume geltend machen, die wohl verschieden auf die Gesteine einwirkt, aber z. T. umgekehrt wie die bei der Inselbergbildung tätig gewesenen Kräfte es getan haben. Granite, Gabbros, Diabase würden zersetzt, Schiefertone unverändert geblieben sein.

Inselberglandschaften schafft heutzutage die Winderosion in Wüsten, nämlich die bekannten Zeugenlandschaften. Wir kennen sie freilich hauptsächlich nur aus Gegenden mit flachgelagerten sedimentären Schichten von Kreide und Tertiär in der Sahara, von Karroschichten in Südafrika, von Wüstensandstein in Australien u. s. w., allein wenn man die Konsequenzen zieht, muß in kristallinen Gebieten, in aufgerichtetem gefaltetem Gebirge eine Oberflächenform vom Charakter der Inselberglandschaft entstehen.

Weitere Anzeichen für ein Wüstenklima während der Inselbergbildung,

In Südafrika fällt die Zeit der Inselbergbildung im wesentlichen in die lange Kontinentalperiode vom Permokarbon ab. Wenn in dieser Zeit ein Wüstenklima geherrscht haben sollte, so müßte man im Bereich der Inselberglandschaften auch noch andere Anzeichen dafür antreffen. Diese sind in der Tat vorhanden.[1])

a) Härtere Schichtenköpfe aufgerichteter Gesteinene sind in den Gesteinsfeldern der Kalahari herausgewittert als einige Meter hohe Wälle von z. T. vielen Kilometern Länge. Dieselbe Bildung findet man in Wüsten. TH. FISCHER beschreibt sie z. B. aus Grauwacken in der Wüstensteppe des marokkanischen Atlasvorlandes.[1])

b) Geschlossene Hohlformen, wie sie nur der Wind schaffen kann, Kessel, Mulden von einigen (bis 20) Metern Tiefe sind in das harte Gestein eingesenkt.

c) Breccienbildungen infolge von Zerplatzen der Gesteine an der Oberfläche treten in grosser Verbreitung auf. Der eckige Schutt ist frisch und unverwittert, Diese Breccien sind später verkittet worden durch Sand, Kalk oder Kieselsäure.

d) Kieselsäurebildungen sind in allen Wüsten häufige Erscheinungen. Sie dürften erklärt werden durch die Anreicherung der Salze, namentlich der kohlensauren Alkalien,

[1]) FISCHER, Ergänzungsheft von PETERMANNS Mitteil., No. 133, S. 74.

die Kieselsäure stark lösen. Wenn in Wüsten, wo sich solche Salze angehäuft haben, feuchtes Klima beginnt, so ist die Möglichkeit gegeben, daß große Massen kohlensaurer Alkalien gelöst werden, ihrerseits Kieselsäure lösen und nun auf die Gesteine wirken. Diese Wirkung besteht in der Ausfällung von Opal und Chalcedon in lockeren Sanden und Gesteinen infolge von Verdunstung — Einkieselung KALKOWSKYS [1]) — und in Umwandlung von Kalk in Chalcedon (Verkieselung KALKOWSKYS). Beide Prozesse sind von BISCHOF bereits experimentell untersucht worden. Daß die Salze gerade bei der Entstehung von Kieselsäurelösungen stark beteiligt sind, zeigt das Auftreten rezenter Chalcedonbildungen in Salzpfannen des Makarrikarribeckens, und auch in Australien werden Kieselsäurebildungen als Salzpfannenablagerungen erwähnt. [2])

Durch Kieselsäurelösungen entstanden die Chalcedonsandsteine, durch Chalcedonsandsteine verkittete Breccien in situ und „Übergangsgesteine". Letztere bestehen aus feinem, zerfallenem, unzersetztem Gesteinsgrus, der noch die ursprüngliche Lagerung der Bänke besitzt und durch Chalcedon verkittet ist. Feiner Gesteinsgrus bildet aber nach DODGE [3]) in den amerikanischen Wüsten den größten Teil der Zerfallsprodukte; er nennt ihn Adobe. Schließlich sind Kalksteine in ausgedehntem Maße verkieselt worden.

e) Gibber plains. Die beschriebenen Chalcedonsandssteine und eingekieselten Breccien finden sich in gewaltiger Ausdehnung in Süd-Australien und Queensland an der Oberfläche des Wüstensandsteins. Sie werden von TATE [4]) auf eine Bedeckung des Sandsteins mit Laven und heißen Aschen zurückgeführt. Durch die Erhitzung sei das Gestein zerplatzt, die Breccien aber später verkieselt worden. Die vulkanischen Gebilde seien total denudiert worden bis auf Reste, nämlich Obsidianbomben, die sich lokal finden. Diese Obsidianbomben werden aber von manchen Autoren für Meteorite [5]) gehalten.

---

[1]) Die Verkieselung der Gesteine in der Kalahari. Dresden 1901.

[2]) STREICH in Transact. a. Proceed. of the R. Society of South Australia, **26**. Im Lake Lefroy S. 96, allgemein in Westaustralien S. 99.

[3]) Bull. American Geogr. Soc. **31**. S. 412—428.

[4]) Report ont he Work of the Horn Scieti fic. Expedition to Central Australia. London and Melbourne 1896. **3**. S. 70.

[5]) F. SUESS, Über die Herkunft der Moldavite und verwandter Gläser. Jahrb. k. k. geol. R.-A. **50**, 1900.

Die Chalcedonsandsteine und -breccien des Wüstensandsteins stimmen der Beschreibung nach so auffallend mit den gleichen Gebilden der Kalahari überein, daß ich ihnen die gleiche Entstehung zuschreiben möchte. Der Wüstensandstein ist nun in sehr großen Gebieten durch Winderosion völlig entfernt worden, nur die Chalcedonsandsteine sind in Form eckiger und abgerundeter Stücke zurückgeblieben, die die Oberfläche der „stony plains“ oder „Gibber plains“ bilden. Diese entsprechen also den Hammada- und Serrir-Bildungen der Sahara. Dasselbe Bild, wie die Gibber plains, dürften früher Teile der Kalahari geboten haben, da sich eckige Stücke von Chalcedonsandstein in großer Verbreitung in jüngeren Kalken (Pfannensandstein und Kalaharikalk) und im Kalaharisand finden als ursprünglich eluviales Geröll, das später verkittet wurde.

f) Wüstensande. Wüsten sind Centra der Sandbildung durch Zerfall von kristallinen, an Quarzkörnern reichen Gesteinen und von Sandsteinen. Daher findet man in ihnen Sande als Dünenfelder angehäuft, namentlich in verhältnismäßig tief gelegenen Regionen und in Gegenden mit widerstreitenden Luftströmungen. Sande finden wir in großem Umfang in dem Bereich der Inselberglandschaften Südafrikas. Teils sind es ältere Sande, die z. T. durch Chalcedon verkittet sind (Botletle-Schichten), teils lose angehäufte Sandmassen (Kalaharisand). Diese dürften, wenn sie wohl auch ihre jetzige Verbreitung und Beschaffenheit in erster Linie den Strömen und Seen der Pluvialzeit verdanken, doch aus der früheren Wüstenperiode stammen.

Die Anzeichen[1]) für eine ehemalige mesozoische Wüstenzeit in Südafrika sind bis zum Kapland herunter verbreitet. Zeugen, geschlossene Hohlformen in den Ebenen, Breccienbildungen, Verkieselungen, Sandablagerungen sind zahlreich.

Typen von Inselberglandschaften.

Wir wollen uns nun den anderen Inselberglandschaften zuwenden. Diese weisen zwar verschiedene Typen auf, dürften jedoch auf den Betschuana-Typus zurückzuführen sein. Sie seien hier nur kurz behandelt unter Hinweis auf die frühere Darstellung in dem Aufsatz über Inselberglandschaften.[2])

[1]) PASSARGE, a. a. O., Cap. XXXV.
[2]) Naturwissenschaftl. Wochenschrift 1904.

Dar Banda-Typus. Wenn in einer ausgeräumten Inselberglandschaft die Wirksamkeit der Winde nachläßt und Sandmassen in den Ebenen liegen bleiben, sodaß die Inselberge umhüllt werden, so entsteht der Dar Banda-Typus. In Dar Banda und Dar Runga ragen die Inselberge — dort Kaga genannt — aus Sandsteinablagerungen auf. Im Ostsudan zwischen den Anschwellungen von Darfur, Kordofan, im Sennaar und dem Gebiet zwischen Kassala und Suakin, ferner in weiten Gebieten des Mittel- und Westsudan ist dasselbe der Fall. Es handelt sich um alte Sandsteine, die dem unteren Abschnitt des nubischen Sandsteins, der in den unteren Teilen eine terrestrische Bildung ist, entsprechen dürften. Über die Beschaffenheit der Unterlage der Sandsteine wissen wir leider noch nichts.

In Westaustralien bestehen die Inselberge meist aus Granit, die aus einem Gneis-, Granit- und Schieferland aufragen. Fossilleere Sandsteine sind auf der alten Rumpffläche reichlich entwickelt und hüllen oft genug die Inselberge ein. Die Oberfläche der Felsen war mitunter im Gebiet der Viktoria Wüste in eckigen unzersetzten Schutt zerfallen, wie ihn trockene Verwitterung schafft, als sich jüngere Ablagerungen auf ihr bildeten. Letztere hält Streich[1]) für Obere Kreide, allein Petrefakten sind bisher nicht gefunden worden, und dem petrographischen Charakter nach könnten es sehr wohl Landbildungen sein.

Kordofan-Typus. Wenn auf die Wüste ein feuchtes Klima folgt, sodaß die Niederschläge für eine Steppenvegetation genügen, so tritt folgendes ein. Einmal beginnt unter dem Einfluß der Vegetation und der Feuchtigkeit eine Zersetzung der Gesteine. Die Niederschläge die in solchen Klimaten meist in gewaltigen Regengüssen auftreten, schwammen die Zersetzungsprodukte von den Bergen in die Ebenen hinab. Wind und Regen sorgen für ihre weitere Verbreitung. Indes werden die Schwemmmassen festgehalten durch die Steppenvegetation — Büschelgräser und vereinzelte Bäume und Büsche — und erfüllen die Ebenen. Den Inseln zunächst, die große Gebirgsstöcke bilden können, liegen Kiese, Grande, Sande, dann folgen lehmige Sande, Lehm und schließlich — oft in bedeutender Entfernung von den Gebirgstöcken — Sumpfboden aus schwarzem, humusreichem Schlamm. Solche Ablagerungen sind in Kordofan ausgezeichnet entwickelt. Sie nehmen im ganzen Ostsudan (Senaar, Darfur) weitere Regionen ein, und besonders dürften sie im Westsudan zu finden sein, wo die meisten Inselberge aus roten lehmigen und sandigen Ablagerungen aufragen. In diesen Lehmen und Sanden liegen im

[1]) a. a. O. S. 92.

Gebiet des oberen Senegal und Niger die Goldseifen, wie auch im südlichen Kordofan und Senaar.

Kordofan- und Dar Banda-Typus unterscheiden sich nur durch die Beschaffenheit der Auflagerungen. Diese können allmählich ineinander übergehen, und eventuell wird es später notwendig werden, beide Typen als einen einzigen aufzufassen.

Über die Beschaffenheit des Gesteinsuntergrundes in Kordofan sind wir durch die Brunnenuntersuchungen orientiert. Er muß eine Ebene bilden, da die jüngere Decke eine auffallend gleichmäßige Mächtigkeit besitzt. Allseitig geschlossene Hohlformen dürften auch vorhanden sein, da sich das Wasser an einzelnen Stellen über dem Grundgestein ansammelt und durch Brunnen erschlossen wird.

Adamaua-Typus. Wenn in einer durch Wüstenverwitterung entstandenen Inselberglandschaft die Niederschläge stark genug werden und die Abflußverhältnisse es gestatten, daß eine energische Erosion beginnt, dann muß letztere an der Zerstörung der Inselberglandschaft arbeiten. Die Ebenen werden in ein Hügelland umgewandelt, die Berge aber von Wasserrissen und Tälern zerschnitten. Dann kann eine Umgestaltung der Inselberglandschaft bis zur Unkenntlichkeit erfolgen. Dieser Vorgang scheint sich jetzt gerade in Adamaua zu vollziehen. Die Ebenen, die die Gebirgsmassive trennen, waren und sind z. T. noch auffallend ebene Rumpfflächen mit herausgewitterten langen Gängen von Quarzporphyr und hohen Granitinselbergen. Bautschi und das Plateau von Südadamaua dürften den gleichen Bau haben. Die Darstellung von Dr. Esch [1]), von den Gebirgsmassiven nordöstlich des Kamerunberges hat in mir den Eindruck erweckt, als könnte dieses Gebiet unbeschadet späterer Verwerfungen und vulkanischer Ergüsse, ursprünglich wie das benachbarte Adamaua aus Rumpfflächen und Inselbergen, resp. Inselmassiven bestanden haben.

Zum Adamaua-Typus gehört möglicherweise das Gebirgsland von Erythräa und die kristalline Masse am Guyana in Südamerika. FossilleereSandsteine sind in allen diesen Gebieten zwischen den isolierten Massiven in den Ebenen angehäuft, die in Adamaua und in dem Benuetal bei Lokodja wenigstens aus grobem, unzersetztem Granitschutt bestehen, wie er bei trockenem Zerfall dieses Gesteins entsteht. Weiter ab von den Gebirgen sind die Sandsteine mehr Quarzsand in dicken Bänken mit auffallender Diagonalstruktur.

Wie im Nordosten des Kamerunberges ist möglicherweise auch im Bereich Abessiniens und des Grabengebietes eine ebe-

---

[1]) Esch, Solger, Oppenheim und Jaekel. Beiträge zur Geologie von Kamerun. Stuttgart 1904.

malige Inselberglandschaft durch vulkanische Ausbrüche und tektonische Bewegungen zerstört worden. In der Umgebung von Adua[1]) wenigstens ragen gewaltige Granitmassen aus einer Ebene auf, die sich aus kristallinen Schiefern aufbaut und von fossilleeren Sandsteinen nebst jüngeren vulkanischen Bildungen bedeckt wird. Im Gebiet des ostafrikanischen Grabens aber bestehen die hohen Berge nicht ausschließlich aus Vulkanen, sondern auch aus kristallinen Gesteinen. Wo die vulkanischen Gesteine aufhören, beginnt sofort die Inselberglandschaft. Untersuchungen nach dieser Richtung hin wären interessant.

Rovuma-Typus. Im ostafrikanischen Küstenvorland fand Bornhardt zwischen den Inselbergen marine Ablagerungen. Die Ebenen bestehen dort aus Gneisen und Graniten, die Berge aus Granit. Daß die Rumpffläche eine wirkliche Ebene ist, die oft nur von wenig mächtigen Decksanden und -lehmen überlagert wird, ist im Lindigebiet für weite Strecken festgestellt worden. Nach Bornhardt ist das Kreidemeer bereits in eine Inselberglandschaft eingedrungen.

Die Makonde Schichten, die an der Küste zwischen Unterer Kreide und Eocän liegen, enthalten übrigens keine Versteinerungen. Ich halte es für sehr wohl möglich, daß die Sandsteine der Makonde Schichten im Innern abseits der Küste, ähnlich dem nubischen Sandstein Nordost Afrikas, in den liegenden Schichten äolische Kontinentalbildung sind und nach oben hin in marine transgredierende Obere Kreide übergehen.

Außer der Inselberglandschaft, der Breccienbildung und den fossillosen Sandsteinen deuten in Ostafrika auf Wüstenklima hin die Nevalasandsteine, die nach Kalkowskys Untersuchungen typische eingekieselte Chalcedonsandsteine sind, ferner geschlossene Hohlformen auf der Rumpffläche der Massaiebene, die mit Steppenkalk erfüllt sind, schließlich umfangreiche, durch Sande verkittete Breccienbildungen.

Im Kongobecken fehlt zwar die Inselberglandschaft, allein eine Reihe von Anzeichen deutet darauf hin, daß auch dieses Gebiet ein Wüstenklima durchgemacht haben dürfte. Die aus überaus reinen Quarzsanden bestehenden, eine auffallend konstante Diagonalschichtung zeigenden Lubilaschschichten könnten sehr wohl die Reste eines gewaltigen Dünenfeldes sein, das die Vertiefung zwischen den hochgelegenen Gebieten, von denen sie allseitig umgeben sind, erfüllte ähnlich der Areg-Wüste zwischen dem Atlas und dem Hochland der Tuareg oder der Libyschen Wüste zwischen Tibesti und dem erhöhten Nordrand am Mittelmeer.

[1]) Schimper, Geognostische Skizze der Umgegend von Axum und Adoa in Tigre. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde Berlin 1869.

Breccienbildungen an aufragenden Klippen, die die Lubilaschsandsteine umgeben, und die sog. polymorphen Sandsteine, die anscheinend eingekieselte Chalcodonsandsteine sind, dürften weitere Anzeichen eines ehemaligen Wüstenklimas sein.

Das Alter der Inselbergbildung.

Die Entstehung der Inselberglandschaften fällt in allen drei Südkontinenten in die Zeit zwischen Paläozoikum und Obere Kreide. Silur und Devon sind jedenfalls an der Zusammensetzung des Gebirges in Australien und Südamerika beteiligt, Permokarbon, das in Südafrika und Australien z. T. gleichen Ursprungs ist, lagert darüber. In bestimmte Beziehungen zur Inselberglandschaft kann es noch nicht gebracht werden. Triassische Sandsteine dagegen, die Teilen der südlichen Karroformation entsprechen, treten bereits in Südafrika (Matabeleland) und in Ostafrika (Teita-Sandstein im englischen Ostafrika, Sandstein mit verkieseltem Holz auf dem Nyassa-Tanganyka-Plateau) in Verbindung mit isolierten Bergen auf, ohne daß man freilich bis jetzt mit Sicherheit sagen kann, ob sie auf abgetragenen Rumpfflächen oder in primären tektonischen Niederungen entstanden sind. Jedenfalls weisen manche dieser Ablagerungen bereits auf eine terrestrische Entstehung in trockenem Klima hin. Das Auftreten typischer Inselberglandschaften im Küstenvorland Ostafrikas, die die seit dem mittleren Jura abgelagerten marinen Schichten bereits vorfanden, weist darauf hin, daß die zur mittleren Jurazeit absinkende Scholle bereits die charakterischen Oberflächenformen der Inselberglandschaften besaß. Das Alter dieser wäre also mesozoisch, Trias bis mittlerer Jura.

Die einem Wüstenschutt in vieler Hinsicht ähnelnden Enonkonglomerate des Kapländischen Faltengebirges sind Faciesbildungen der marinen Uitenhage-Schichten, deren Alter für oberster Jura oder unterste Kreide gehalten wird.

Folgerungen.

Man gewinnt also den Eindruck, daß das Mesozoikum die Zeit war, in der die drei Südkontinente einer intensiven subärischen Abtragung ausgesetzt waren und zwar in einem Wüstenklima.

Unsere positiven Kenntnisse von den in Frage kommenden Gegenden sind mehr als lückenhaft. Selbst in den geologisch am besten untersuchten Gebieten, wie Westaustralien, kann man sich noch kein klares Bild von der Beschaffenheit der Oberfläche der Rumpfebene machen. Über den Charakter des Wüstensand-

steins, der Salzpfannenbecken, der Breccienbildungen, der Verkieselungserscheinungen sind wir ganz ungenügend orientiert. Noch schlimmer ist es mit Afrika bestellt. Über die allgemeine Beschaffenheit der Rumpfflächen wissen wir nur aus Adamaua, Kordofan, Ostafrika und Teilen von Südafrika einiges, aber selbst in diesen Gebieten ist nur die Kalahari auf Einzelheiten geprüft worden. Aus weiten Gebieten, so z. B. dem größten Teil des Sudan mit seinen ungeheuer ausgedehnten Inselberglandschaften, wissen wir garnichts. Von Guyana habe ich ein Stück des Nordrandes kennen gelernt, und wenn ich das, was ich gesehen habe, mit den Schilderungen SCHOMBURGS vergleiche, so scheint auch dort eine in Zerstörung begriffene Inselberglandschaft zu bestehen, allein Sicheres kann man noch nicht sagen. Es sind also noch umfangreiche Untersuchungen in allen drei Südkontinenten notwendig, um auch nur mit einiger Sicherheit die Diagnose auf ein Wüstenklima während des Mesozoikums in der Tropenregion stellen zu können. Eine solche Diagnose ist gewiß überraschend und erscheint zunächst wenig wahrscheinlich, allein ich möchte glauben, daß doch einige Gesichtspunkte zu finden sind, die eine solche Diagnose zu begünstigen scheinen und jedenfalls geeignet sein dürften, zu neuen Forschungen auf diesem Gebiet anzuregen.

Das Klima während des Mesozoicums.

Während des Mesozoicums herrschte in der arktischen Zone ein heißes, tropisches Klima. Wenigstens hat NATHORST aus Franz Josephs-Land vom Kap Stephan eine triassische Flora mit Sagopalmen und Cycadeen, und vom Kap Flora eine Malm-Neocom-Flora mit *Artocarpus* beschrieben. In Grahamland fand die schwedische Südpolarexpedition Ablagerungen mit Jurapflanzen, und ähnliche Bildungen sind aus Südafrika, Indien und Australien bekannt. Denkt man ferner an die Verbreitung der Juraformation mit ihrer z. T. auffallend universellen Meeresfauna, so wird man gewiß die Annahme verstehen können, daß ein gleichmäßig warmes Klima auf der ganzen Erde während der Trias-Jura-Zeit geherrscht habe und erst während der Kreidezeit die Ausbildung der heutigen Klimazonen begann. Dabei ist Voraussetzung, daß die Erdachse nicht wesentlich ihre Lage verändert habe. Man wird in der Tat angesichts der Verbreitung triassischer und jurassischer Schichten vergeblich nach vereisten Polarländern und polaren Meeresfaunen suchen.

Nehmen wir also an, die Erde hätte während der Trias-Jurazeit ein derartig heißes Klima gehabt, daß selbst die Polargegenden tropische Vegetation trugen, ist da nicht die Frage

berechtigt: wie sah es damals in der Äquatorialzone aus? Ist es nicht möglich, daß dieselbe so heiß war, daß höheres Tier- und Pflanzenleben nicht existieren konnte? FRECH, der sich diese Frage vorgelegt hat, beantwortet sie in dem Sinne, daß die Verdunstung der Niederschläge eine genügende Abkühlung verursacht, eine dichte Bewölkung aber eine starke Erhitzung durch die Sonnenstrahlen verhindert habe. Die Temperatur war daher gleichmäßig, aber doch nicht übermäßig heiß gewesen, wie ja auch die Tropen heutzutage nicht die Hitze der Subtropen erreichen.

Mag die Auffassung FRECHS auch für die Küstengegenden der Tropenregion passen, — wir kennen ja Pflanzen in der Äquatorialzone aus der Jurazeit — für weite Kontinentalflächen, namentlich wenn sie hoch gelegen sind, stimmt sie wohl kaum. Dort könnte in der Tat eine derartige Temperatur geherrscht haben, daß höheres Tier- und Pflanzenleben fehlte oder doch auf ein Minimum reduziert war. Kommen doch in Australien bei unseren Klimazonen bereits so heiße Winde vor, daß die Vegetation mitunter zu Staub zerfällt und die Äpfel an den Bäumen, wie v. NEUMAYR es beobachtete, buchstäblich gebraten werden. Wenn solche Temperaturen regelmäßig während längerer Perioden auftreten, dürfte kein Tier- und Pflanzenleben ihnen standhalten.

Um in meinen Folgerungen möglichst objektiv zu bleiben, habe ich mit Herrn Dr. MEINARDUS über die meteorologischen Verhältnisse gesprochen, die bei einer hohen Temperatur auf der ganzen Erde und tropischem Polarklima vermutlich bestehen würden. Voraussetzung ist, daß die Sonne die Wärmequelle gewesen ist. Herr Dr. MEINARDUS hält an der Existenz einer regenreichen Äquatorialzone fest, ebenso an der von trockenen Subtropen. Letztere würden vermutlich wegen des Regenreichtums der Polargegenden noch trockener und vielleicht auch breiter sein als heutzutage. In der Äquatorialzone würde auf eine Temperaturerhöhung wohl auch eine Steigerung der Niederschläge folgen und diese letztere von Abkühlung durch Verdunstung an der Erdoberfläche begleitet sein. Dadurch würden wohl für Tier- und Pflanzenleben erträgliche Bedingungen geschaffen werden. Ob die heutige Verteilung von Land und Wasser bei der relativ geringen Größe der drei Südkontinente — von den jungen Andengebieten muß ja abgesehen werden — genügen würde, um ein trockenes Klima mit für die Pflanzenwelt unerträglichen Hitzegraden hervorzurufen, erscheine ihm zweifelhaft. Bei sehr großen Kontinentalflächen, namentlich hochgelegenen, könnten solche in der Äquatorialzone allerdings wohl möglich sein.

Die äquatorialen Festländer des Mesozoicums.

Aus einer Reihe von Beobachtungen schloß Suess auf ein großes zusammenhängendes Festland zwischen Australien, Dekan und Südafrika — Gondwanaland.[1] Dieses Gondwanaland brach in der Mittleren Jurazeit anscheinend zusammen, denn erst seit dieser Zeit finden wir marine Ablagerungen an den Küsten Ostafrikas, Madagaskars, Ostindiens und Westaustraliens. Von Norden her drang die europäische Meeresfauna (später auch die der Wolgastufe), von Süden aber eine ganz eigenartige Fauna, die der Uitenhage Schichten, in das neue Meer vor. Beide trafen nun zusammen.

Die Westküste Afrikas ist ein gewaltiger Bruchrand, das Festland reichte sicherlich einst weiter westwärts. Die gleiche Beschaffenheit besitzt Brasilien und Guyana, auch denselben geologischen Bau, dieselben wohl terrestrischen, fossilleeren Sandsteine. Die ersten Meeresablagerungen auf beiden Seiten des Atlantischen Ozeans gehören der Oberen Kreide an. Die Möglichkeit einer Landverbindung bis in die untere Kreidezeit hinein kann sicher nicht geleugnet werden. Hat man doch aus der Gleichheit der Küstenfauna der Bokkeveldschichten mit der brasilianischen Devonfauna auf einen Zusammenhang zwischen Südafrika und Brasilien bereits in jener Zeit geschlossen. Die isolierte Entwicklung der Uitenhage-Fauna spricht auch gegen eine breite Meeresverbindung mit dem Norden auf dem Wege des Atlantischen Ozeans.

Aus gewaltigen Konglomeratmassen[2] des oberen Jura an der Westküste Patagoniens, die nach Osten in Sandsteine und Tone übergehen, hat man ferner auf einen Kontinent im südlichen Stillen Ozean geschlossen, der möglicherweise nach Westen mit Australien zusammenhing. Also auch die Südsee war früher vielleicht erheblich kleiner. Zwischen diesem hypothetischen Kontinent in der Südsee und Brasilien liegen aber in Argentinien (Salta und Jujuy) terrestrische Juraablagerungen mit Landpflanzen. Vielleicht bestand also auch eine Verbindung mit Brasilien.

Eine Anzahl von Erscheinungen spricht also in der Tat für einen geschlossenen Festlandring oder doch mehrere sehr viel größere Kontinentalmassen, als heutzutage im Äquatorialgürtel existieren, von denen Guyana-Brasilien-Südafrika-Madagaskar-Dekan-Australien den Rest bilden. Teils während der mittleren Jurazeit, teils vielleicht erst kurz vor der Oberen Kreidezeit brach dieser große Festlandgürtel zusammen. In einem so gewaltigen

[1] Suess. Das Antlitz der Erde. 2. 1888 Cap. V.

[2] Burckhardt. Traces géologiques d'un ancien continent pacifique. Revista del Museo de la Plata **10**. 1900.

Kontinentalgebiet wäre allerdings auch ohne eine so gewaltige Wärmeentwicklung über der ganzen Erde, wie wir sie für die mesozoische Zeit annehmen müssen, selbst unter dem Äquator ein sehr trockenes Klima wahrscheinlich. Wegen der erwähnten allgemeinen hohen Temperatur fehlte aber vielleicht auch eine Pflanzendecke, wenn auch zeitweilig starke Niederschläge fielen, wie heutzutage in Australien. Ich möchte also glauben, daß die Auffassung von einer mesozoischen Äquatorialwüste im Inneren der Festlandsmassen, auf die die Inselberglandschaften zurückzuführen wären, nicht unbegründet ist.

Die Abtragung in der mesozoischen Äquatorialzone.

Nehmen wir also an, an den Küsten jener gewaltigen hypothetischen Festlandmassen hätte ein sehr regenreiches, im Innern aber ein trockenes, niederschlagsarmes Klima geherrscht. Es ist nun sehr wohl denkbar, daß damals, wie heutzutage in Australien, zeitweilig heftige kurze Niederschläge lange Perioden der Hitze und Trockenheit unterbrachen. Nehmen wir ferner an, daß in einem nicht näher bekannten Abstand von der Küste infolge der Hitze höheres Tier- und Pflanzenleben nahezu ganz oder auch nur während der regenlosen Zeit aufhörte. Es würde ja z. B. belanglos sein, wenn durch den Regen vorübergehend in Tümpeln ein reiches Tierleben und auf dem Lande eine kurzlebige Steppenflora entstanden wäre, wie heutzutage im inneren Australien. Welches wären voraussichtlich die Folgen gewesen?

Der Wind hätte wohl wie in den heutigen Wüsten gewirkt, hauptsächlich ausräumend. Man könnte zwar sehr wohl verstehen, daß es zu kurzen starken Fluten und Überschwemmungen, aber nicht zur Ausbildung von tiefen Stromsystemen mit regelmäßigem Abfluß kommen könnte. Der Wind konnte aber in dem vegetationslosen Gebiete während der meisten Monate seine volle Kraft entfalten. Wie in Wüsten konnte er also wirken, die hohen Gebiete ausräumen, die Sande in tiefer gelegenen Regionen ablagern und den Staub durch die Luft entfernen. Es kommt ja lediglich auf das Verhältnis an zwischen Windwirkung während der trockenen Zeit und Wirkung des Regens, die in einer Ausbreitung der verschiedensten Verwitterungsprodukte der Gesteine besteht, ob ein Gebiet ausgeräumt wird, — wie es bei der Inselberglandschaft der Fall gewesen sein muß — oder ob sich die relativen Niederungen mit Sanden, Lehmen u. s. w. bedecken, wie heutzutage in Steppengebieten. Überwiegt die Ausräumung durch den Wind, dann ist die vereinte Tätigkeit von Regen und Wind allerdings am meisten geeignet, die ausgedehnten Ebenen der Inselberglandschaften zu schaffen. Herr Geheimrat v. Richt-

HOFEN machte mich auf die Schwierigkeit aufmerksam, die riesigen. faktisch ebenen Flächen durch Windwirkung zu erklären. da für den Wind kein „baselevel of erosion“ bestände und er aus Gestein, das sich leicht abtragen läßt, bedeutende Vertiefungen ausarbeiten könne und müsse. Diese Schwierigkeit fällt fort, sobald spülender Regen mitarbeitet. Denn dieser sucht die durch den Wind geschaffenen Vertiefungen beständig mit Schutt — Sand, Lehm etc. -- auszufüllen, arbeitet also dem Wind entgegen. So ließe sich eine gleichmäßige Abtragung auf weite Entfernung hin allerdings erklären, während gleichzeitig die härtesten Gesteine herausgearbeitet werden.

Der Einfluß auf die Verbreitung der heutigen Tier- und Pflanzenwelt.

Es liegt auf der Hand, daß das Vorhandensein einer unbewohnbaren, oder doch nur in den Küstenregionen bewohnten Äquatorialzone im Mesozoikum auf die Entwicklung der Tier- und Pflanzenwelt einen bedeutsamen Einfluß gehabt haben muß. Eine gesonderte Entwicklung der Landflora und -fauna im Norden und Süden müßte die Folge gewesen sein. In der Tat sprechen manche Beobachtungen für eine solche gesonderte Entwicklung. Die Stellung der kapländischen und westaustralischen Flora, die Verwandtschaft so vieler Pflanzen Australiens, Neuseelands, Südamerikas und der Inseln der südlichen gemäßigten Zone ist bereits von manchem Pflanzengeographen durch abgesonderte Entwicklung auf einem südlichen Kontinent erklärt worden. Ob man dabei an eine mesozoische Äquatorialschranke denken darf, entzieht sich meiner Beurteilung.

Tiergeographisch stehen sich die Arktogea und die einander vielfach verwandte Neogea und Notogea gegenüber. Dieser von allen anerkannte Gegensatz wird von manchen Tiergeographen auf eine gesonderte Entwicklung zurückgeführt, indem die Tiere der Arktogea im Norden. die der beiden anderen Reiche auf einem Südkontinent entstanden. Man könnte sich allerdings. glaube ich, recht wohl vorstellen, daß sich z. B. von Säugetieren die Aplacentalier und Monotremen, von Vögeln die Pinguine, dreizehigen Strauße (exkl. Kasuar) und der Apteryx, ferner eine Anzahl von Familien von Süßwasserfischen, Regenwürmern und Landschnecken, die in Südamerika, in Neuseeland und in Australien und z. T. auch in Südafrika vorkommen, im Süden entwickelt haben. Im Laufe des Tertiärs wären dann beide Faunen während der Ausbildung der heutigen Klimazonen aufeinander gestoßen. Die südliche Welt ist bis auf Reste überall unterlegen, wo sie nicht durch Isolierung geschützt war. Wenn

leichtbewegliche kleine Beutler im Tertiär bereits nach Europa und Nordamerika gedrungen sind. so wäre das ebensowenig auffallend, wie das Eindringen der schnellfüßigen Nager nach Australien.

Während der Kreidezeit scheint es zu der Ausbildung der heutigen Klimazonen gekommen zu sein. wie von vielen Forschern seit langem angenommen wird. Die Tertiärzeit war eine Periode klimatischer Schwankungen mit der Tendenz abnehmender Temperatur. Dasselbe scheint in Südafrika der Fall gewesen zu sein, wo feuchtere und trockenere Perioden wechselten.[1]) In Australien dürfte im Tertiär gleichfalls mindestens eine Trockenperiode eingetreten sein. Dafür sprechen die Breccienbildungen und Chalcedonsandsteine auf der Oberfläche des in Ostaustralien[2]) tertiären Wüstensandsteins. Diese Wüstenperiode hat vielleicht zu der heutigen Verschiedenheit der west- und ostaustralischen Flora geführt. Schließlich kam die Pluvial- resp. Eiszeit.

Ich bin mir durchaus bewußt, daß die angeregten Fragen vorläufig noch garnicht zu beantworten sind. Einmal muß bezüglich der Inselberglandschaften noch vielmehr Beobachtungsmaterial gesammelt werden, das für eine vegetationslose resp. -arme und verhältnismäßig trockene Zone im heutigen Äequatorialgürtel spricht. Sodann ist das Thema so vielseitig, daß ein Einzelner es überhaupt nicht bewältigen kann. Hängt es doch mit den schwierigsten Problemen der Geographie und Meteorologie, der Geologie und Paläontologie, der Tier- und Pflanzengeographie zusammen, von den geophysischen Problemen, die sich auf die Erklärung der hohen Temperaturen auf der ganzen Erde und den solchen Perioden entgegengesetzten Eiszeiten beziehen, ganz zu schweigen. Wie man auch über die hier geäußerten Ansichten denken mag, so wird man doch wohl zugeben müssen, daß sich an die Erklärung der Inselberglandschaften außerordentlich interessante und für die ganze Erdgeschichte wichtige Probleme knüpfen. Hoffen wir, daß auf diesem Gebiet in nächster Zeit recht zahlreiche positive Beobachtungen gemacht werden mögen.

Herr SOLGER weist darauf hin, daß ähnliche Rumpfflächen von KEYES[3]) als „bolson-plains" aus Neu-Mexico beschrieben seien. KEYES sieht sie als Ergebnisse der Wasserwirkung an. Da die „bolson-plains" von Neu-Mexico vermutlich nicht älter als

---

[1]) PASSARGE a. a. O. Kap. XXXVI.

[2]) Das Alter des Wüstensandsteins im Bereich des westaustralischen Rumpfes ist bisher nicht mit Sicherheit festgestellt worden. Es könnte sehr wohl mesozoischen Alters sein, wie der nubische Sandstein, und seine Bildung bis in die Tertiärzeit hineinreichen.

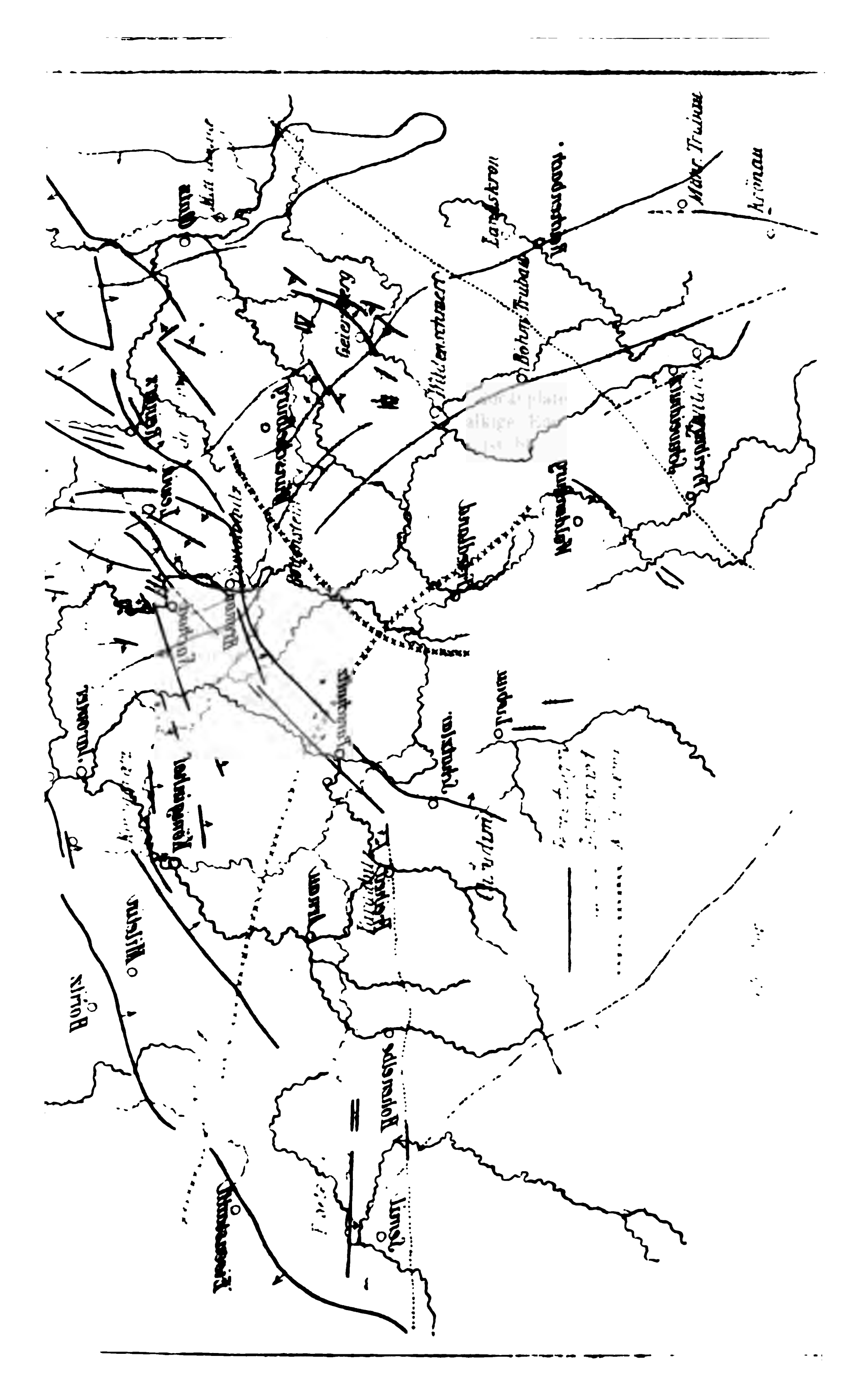
[3]) Americ. Journ. of Sci. (4.) 15. 1903. S. 207—210.

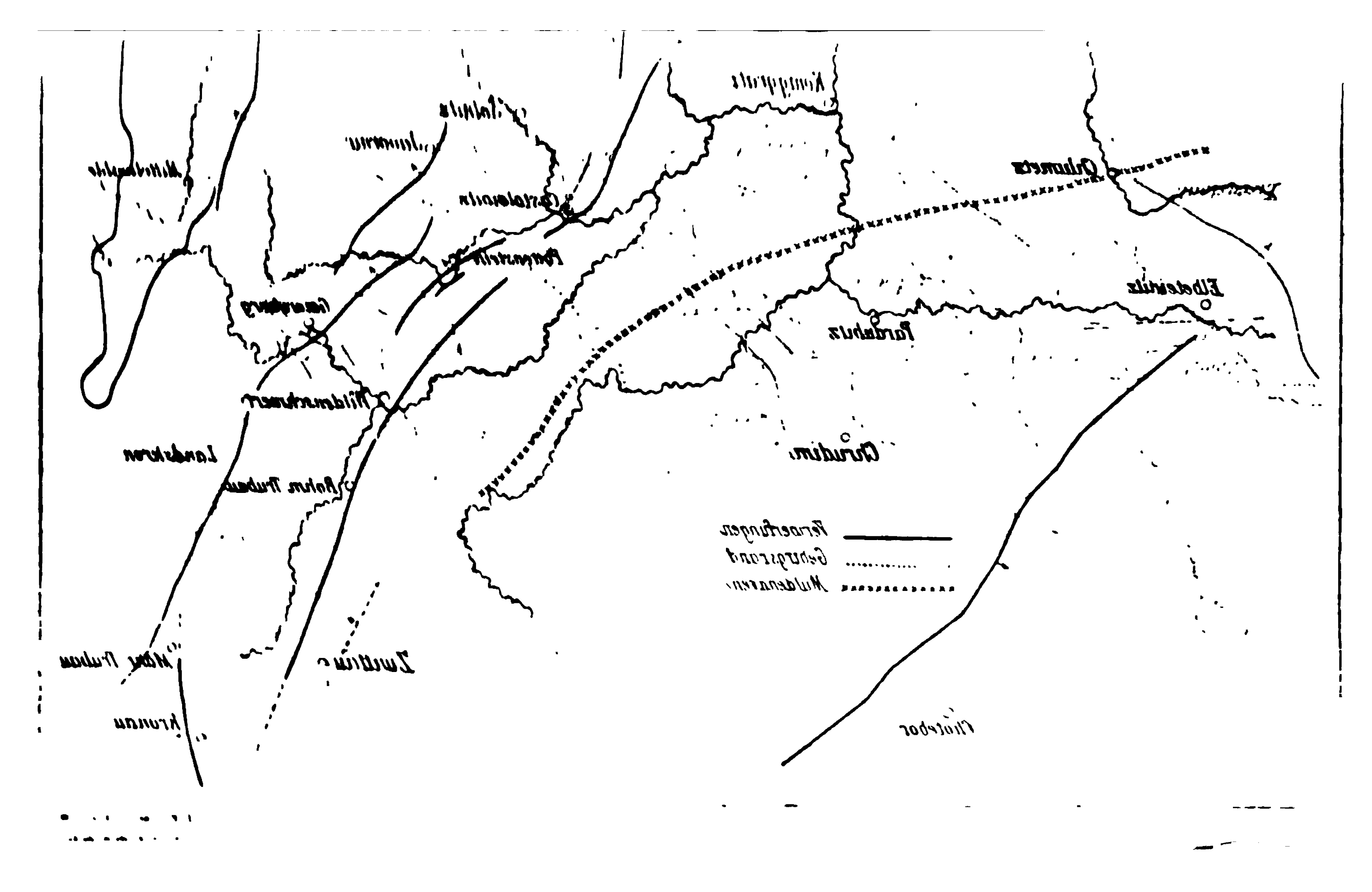
tertiär sind, so werden sie vielleicht sicherer als die afrikanischen Rumpfflächen die klimatischen Bedingungen ihrer Bildung festzustellen gestatten.

Herr M. BLANCKENHORN bemerkte: Die Erklärung der in Afrika weit verbreiteten Inselberglandschaft als Folge früheren Wüstenklimas und der Winderosion ist ja sehr plausibel und auch schon von anderer Seite wenigstens für einzelne Gegenden ausgesprochen worden, wenn auch die Ausdehnung dieser Hypothese auf ganz Afrika und Australien und die Verlegung auf die Zeit des Mesozoicums Herrn PASSARGE vorbehalten blieb. Von J. WALTHERS allzu extremen Auffassungen über die Erosionskraft des Windes und über die Konstanz des heutigen nordafrikanischen Wüstenklimas bis tief in die Tertiärzeit unterscheidet sich die Auffassung PASSARGES zu meiner Befriedigung vorteilhaft dadurch, daß er erstens ebenso wie BALTZER, E. FRAAS, ich selbst, BORNHARDT, v. STROMER u. a. dem sandbeladenen Wind keine solche Rolle bei Austiefung und Erweiterung der Täler zuschreibt und die Wadischluchten mit ihren jähen Steilabbrüchen namentlich am Kopfende nicht direkt auf Windwirkung zurückführt, zweitens, daß er ebenso wie ich die Existenz einer oder mehrerer niederschlagsreichen Pluvialperioden entsprechend unseren oberpliocän-diluvialen Eiszeiten für ganz Afrika anerkennt und auch das Klima der Tertiärzeit nicht direkt als Wüstenklima, sondern als wechselvolles Übergangsklima aufzufassen geneigt ist. Dafür läßt Herr PASSARGE während des Mesozoicums sich ein heißes, alles Landleben ertötendes Wüstenklima über ganz Afrika verbreiten. Das ist das spezifisch Neue in PASSARGES Hypothese. Über das Klima des Mesozoicums in Afrika hat sich meines Wissens noch niemand in der Weise geäußert.

Als direkte Anzeichen des Wüstenklimas sieht Herr PASSARGE in seinem heutigen Vortrage außer den charakteristischen Formen der Landschaft und den oberflächlichen Block- und Schuttbildungen auch die Verkieselungs- und Einkieselungsvorgänge, die Bildung von glasigen Chalcedonsandsteinen, an. In einer diesjährigen Fachsitzung der Gesellschaft für Erdkunde hatte er dagegen diese letzteren Prozesse nicht in die Wüstenperiode selbst, sondern an das Ende derselben, in eine Zeit der Steigerung der Niederschläge, der „positiven Klimaänderung“ gelegt.

Die Verkieselung wäre danach kein eigentliches Wüstenphänomen und könnte nicht direkt als Beweis eines echten Wüstenklimas herangezogen werden. Der Vorgang kann sich ja auch nicht ohne vorhandene Lösungen abspielen, d. h. ohne Wasser, das zuförderst als Regen zu Boden fällt, dann Salze wie kohlensaure Alkalien und Kieselsäure löst und wieder verdunstet. Man





Königgrätz
Landskron
Böhm. Trübau
Wildenschwert
Zwittau
Pardubitz
Chrudim
Elbeteinitz
Chotěboř
Verwerfungen
Gebirgsrand
Muldenrand

hätte es also bei Verkieselungen, wenn sie nicht unter Wasser sondern auf dem Lande vor sich gehen, mit einer Art Halbwüste mit geringen Niederschlägen etwa wie am Nordrand der Libyschen Wüste zu tun.

Ein petrographisch dem Chalcedonsandstein der Kalahari ähnliches Gestein ist der sog. Gebel-Ahmar-Quarzit Ägyptens, welcher während der Oligocän- und Miocänzeit in der Umgebung des unteren Ur-Nil gebildet wurde und in Form von Basaltkegelartigen, rings isolierten Hügelkuppen den Eocänplateaus aufgesetzt ist oder in Form von Gängen das kalkige Eocän durchsetzt. Die ganze Art dieser Vorkommnisse beweist hier schon, daß bei der Entstehung nur auf Spalten aufsteigende kieselsäurereiche Thermen in Frage kommen können, welche durch Abscheidung von amorpher Kieselsäure die seit der Eocänperiode in dem großen Mündungsgebiete des Ur-Nil angehäuften Gerölle und Sande lokal zu festen glasigen Sandsteinen verkitteten. Auf das damalige Klima lassen also diese Vorkommen noch keinen bestimmten Schluß zu.

Im Gegensatz zu diesen unregelmäßigen Vorkommen beobachtete ich in der nördlichen Libyschen Wüste auch regelmäßige Schichten von Kieselsandstein, Quarzit oder auch Kieselsinterartigen milchweißen Lagen ohne Sandkörner im geschichteten fluviomarinen Miocän. Sie nehmen hier namentlich die allerobersten Lagen der Miocänprofile (so am Gart el-Leben und Gart Jomara bei der Moghara-Oase) ein, die man wohl dort bereits als terrestrisch ansehen kann. Kieselige Decken scheinen an einigen Stellen auch durch nachträgliche Verkieselung früher mehr kalkiger Schichten entstanden zu sein. Bei diesen Vorgängen mögen, wie in der Kalahari, Natriumverbindungen eine gewisse Rolle gespielt haben. An solchen fehlt es ja in Ägypten durchaus nicht. In allen marinen und brackischen, ja auch in Süßwasserschichten trifft man Kochsalz an, ich besitze z. B. ein bezeichnendes Handstück von Süßwassersandstein des Oberpliocäns, in welchem die Kalk-Schalen der massenhaft vorhandenen Melanopsiden in Kochsalz umgewandelt sind. Sulfate und Karbonate des Natriums sieht man noch heute am Rande der Wüste in der Umgegend des heutigen Nildeltas im Wadi Tumilat und Wadi Natrun sich neubilden. Aber auch fossil kennt man schwefelsaures und kohlensaures Natron im nubischen Sandstein an den beiden Natrontälern bei el-Kab in Oberägypten und bei Bir Malha in der Selima-Oase mitten in der Libyschen Wüste. Das kohlensaure Natron kann sich meiner Auffassung nach nur in abflußlosen aber doch dauernd Wasser führenden Gebieten in der Wüste oder besser am Rande der eigentlichen Wüsten bilden, und seine Gegenwart als Schicht

im Sandstein Nubiens, der zeitlich der Oberen Kreide angehört, könnte wohl schon allein als Beweis dafür daß zur Zeit jener Sandsteinbildung, also in der Oberen Nubien und das südliche Oberägypten Halbwüste waren am Rande einer großen afrikanischen Wüste lagen. Vo Existenz eines Ur-Nil, d. h. eines Riesenstromes mit trop Fauna, der Zentralafrika teilweise entwässerte und der, w früher gezeigt habe, während der Tertiärzeit vom Mitteleocä dieses Gebiet durchfloß und in Ägypten mündete, haben wi der Kreidezeit noch nicht den geringsten Beweis. Ebenso fehlt bis jetzt eine fossile Landtierfauna der Kreideformation im N und Innern Afrikas, während sie aus der Tertiärzeit wenig vom Mitteleocän an bekannt ist. Im Ganzen kann ich also meinen Erfahrungen in Nordafrika der Hypothese PASSA welche auch das Fehlen von Landtieren im Mesozoicum mit zu großen Hitze, die ein Landleben überhaupt unmöglich ma erklären würde, eine gewisse Berechtigung nicht abstreiten. sie auch augenblicklich noch wenig begründet erscheint weiterer Stützen bedarf.

Herr P. G. KRAUSE bemerkt zu der vom Vortragenden mutungsweise ausgesprochenen Ansicht, daß es sich bei den kannten australischen Obsidianbomben um Erzeugnisse der kieselungsvorgänge handele, daß dem nicht so sein könne. handele sich vielmehr um echte Obsidiane, um vulkanische Glä wie die australischen Untersucher (TWELVETREES und PETTE R. H. WALCOTT und E. S. SIMPSON) auch bestätigt hab Abgesehen von dem Vorkommen und der verhältnismäßig gro Seltenheit dieser Gebilde in den Schichten, spricht auch il Form, die deutlich den Einfluß der Rotation und der Stauch oder Abplattung an der Stirn erkennen läßt, für eine feurigflüssi Entstehung. Dasselbe gilt auch für die außerordentlich ähnlich Gebilde aus Niederländisch-Indien. Übrigens hat die von n und einigen anderen Autoren (VERBEECK, F. E. SUESS, R. WALCOTT u. s. w.) vertretene Ansicht[1]), daß es sich bei dies Obsidianbomben um glasige Meteoriten handele, durch den v Jahresfrist bei Halle beobachteten Fall[2]) eines Glasmeteors - des ersten dieser Art — eine neue, beweiskräftige Stütze gefunde

Herr P. OPPENHEIM hält es für mißlich, in so ausgedehnt und bisher noch so wenig intensiv bearbeiteten Gebieten so wei tragende Schlüsse zu wagen zu einer Zeit, wo durch di

---

[1]) P. G. KRAUSE, Über Obsidianbomben aus Niederländisch-Indie (Samml. Geol. Reichsmuseums zu Leiden, I. Reihe, 5.

[2]) BREZINA: Über Tektite von beobachtetem Fall. Anz. Aka Wiss. in Wien 1905 No. 5, S. 41—44.

Forschungen französischer, englischer und deutscher Gelehrter so ganz unerwartete Resultate für die Erdgeschichte Afrikas gezeitigt worden sind. Die früher von NEUMAYR vertretene Anschauung, daß jüngere Meeresbildungen nur die Küsten des äthiopischen Kontinents umsäumen und nirgends tiefer in das Innere dringen, ist heute überholt. Es steht fest, daß ein cretacisch-eocäner Meeresbusen sich vom Busen von Guinea über den Tschadsee bis zur Oase Bilma hinzog und dort möglicherweise den Anschluß an die indische Tethys erreichte, und wie im Südwesten Kreide und Tertiär in der portugiesischen Provinz Angola, so dringt im Südosten im englischen Griqualand das Eocän weit in das Land hinein. Vielleicht sind auch hier die Erdbewegungen sehr jung, und wurden die marinen Sedimente nur in der tiefen Lage erhalten. Die ganz zweifellose Verwandtschaft der Fauna des Tanganyka-Sees mit brackischen und selbst marinen Formen (Qualle!) und zumal mit so charakteristischen Leitfossilien der oberen Kreide (*Pyrgulifera* MEEK = *Paramelania* SMITH = *Hantkenia* MUN-CH.) scheint jedenfalls nur durch ehemals offene Verbindungen mit den mesozoischen Meeren augemessen zu erklären.

Auf die Bemerkungen der Herrn Vorredner erwiderte Herr PASSARGE:

Herr SOLGERS Hinweis ist durchaus zutreffend und betrifft das Verhältnis der amerikanischen Peneplains zu den Inselberglandschaften. Bezüglich dieser Frage verweise ich auf die erste Anmerkung vorliegender Abhandlung.

Herr BLANCKENHORN hat durchaus Recht mit der Bemerkung, daß Einkieselung und Verkieselung in großem Maßstab von mir als Folge einer Wüstenperiode aufgefaßt worden ist. Wenn nach andauernder Ansammlung von kohlensauren Salzen diese infolge gesteigerter Niederschläge in Lösung kommen und auf Kieselsäure einwirken, dann dürften so kieselsäurereiche Sickerwässer entstehn können, daß sie die beschriebenen Verkieselungserscheinungen hervorrufen könnten. Demnach fasse ich diese als Anzeichen einer vorangegangenen Wüstenzeit auf. Bezüglich der Beziehungen zwischen den Sanden mit SiO^2 Zement, (Djebel Achmet-Quarzit u. a. in Ägypten zu den Chalcedonsandsteinen der Kalahari läßt sich z. Z. nichts sagen, da vergleichende Untersuchungen noch fehlen.

Herrn P. G. KRAUSE bin ich für seine Notizen sehr dankbar; ich habe bereits im vorliegenden Manuskript, seiner Anregung folgend, die mir z. Z. meines Vortrages nicht bekannten Australite, Moldawite u. s. w. berücksichtigt und den Gedanken fallen lassen, daß es sich um Silikatbildungen in alten Salzpfannen handeln könnte.

Herrn Oppenheim möchte ich folgendes erwidern:

1) In Bilma ist nicht Tertiär, sondern Obere Kreide gefunden worden, die der Kreide von Meudon entspricht. Eocän vom Alter des Pariser Grobkalks ist vielmehr aus der Gegend von Sinder, Tamaske, Damergu gefunden worden.[1]) Diese Vorkommen weisen, wie auch Lapparent annimmt, auf ein von W [und N?] her eingedrungenes Meer hin, da auch in Dakar (nördlich der Senegalmündung) die gleichen oder nahe verwandte Eocänfossilien gefunden worden sind. Sowohl die Kreide- als die vielleicht eocäne Tertiärfauna Kameruns zeigen relativ geringe Verwandtschaft mit der Fauna der gleichaltrigen europäischen und nordafrikanischen Ablagerungen. Außerdem sind die Kameruner Schichten ausgesprochene Küstenbildungen. Nimmt man dazu die auf uralte Abtragung hinweisende Oberflächenbeschaffenheit des Zentralsudan und Adamauas, so ist ein eocänes Meer in diesen Gebieten in hohem Grade unwahrscheinlich, geschweige denn als feststehende Tatsache zu betrachten;

2) die in Angola gefundenen Kreide- und Tertiärbildungen finden sich ausschließlich im Küstenvorland, sind Küstenbildungen und nirgends im Inneren, d. h. auf dem Hochplateau gefunden worden.

3) Es gibt zwei Gebiete, die Griqualand heißen, Griqualand W und O. Griqualand O befindet sich im Bereich des Küstenabfalls der vulkanischen Kathlamba-Kette. Sollten sich hier — was mir z. Z. nicht bekannt ist — eocäne Ablagerungen befinden, so hätten sie, falls sie nicht auch auf der Hochfläche auftreten, nur die Bedeutung von Anlagerungen an den Festlandssockel, selbst dann, wenn eine eocäne Tiefsee nachgewiesen werden könnte.

Griqualand W liegt dagegen auf der südafrikanischen Hochfläche im Bereich der Vereinigung des Vaal und Oranje und im Gebiet des Kaapplateaus. Über das Vorkommen mesozoischer oder tertiärer Schichten in diesem Gebiet ist meines Wissens noch nichts bekannt geworden.

4) Alle bekannten mesozoischen und tertiären marinen Ablagerungen in West-, Süd- und Ostafrika sind also Anlagerungen an den Sockel Hochafrikas und liegen im Bereich des Vorlandes. Ihrem petrographischen und faunistischen Charakter nach sind sie als Küstenbildungen zu betrachten.

5) Die Ähnlichkeit der Mollusken des Tanganyika mit marinen Formen ist von namhaften Forschern durch Anpassung von Süßwassermollusken an ein tiefes Seebecken erklärt worden, so z. B. von Geheimrat von Martens, Dr. Stromer u. a. Solche

[1]) Lapparent in La Geographie 8. 1901 und 7. 1903.

Anpassung könnte vermutlich umso eher stattgefunden haben, wenn der See Salzwasser gehabt hat. CORNET hat bereits darauf hingewiesen. Auch der Verfasser kam unabhängig von diesem Forscher auf den gleichen Gedanken, indem er annahm, daß der See während der vermuteten mesozoischen Wüstenzeit ein abflußloser See war. Quallen sind in einem Süßwasseraquarium einmal — wenn ich nicht irre in England — aus Süßwasserhydroidpolypen entstanden, wären also in Süßwasser- oder Salzwasserseen an sich keine Unmöglichkeit auch ohne marine Herkunft. Solche Erklärungen sind sehr viel wahrscheinlicher, als die Versenkung Hochafrikas unter das Meer, gegen die sonst alles spricht.

6) Das Auftreten mesozoischer und tertiärer Schichten im Süden der tiefliegenden Wüstentafel ist nicht gar so überraschend anbetracht der großen Ausdehnung dieser Schichten im Bereich der nördlichen Tafel. Das Problem der Inselbergbildung wird durch diese Transgression jedenfalls garnicht berührt.

Mesozoische und tertiäre Schichten bauen zwar den Sockel des nordöstlichen Hochafrika auf, allein sie sind auf die Gebiete beschränkt, wo gewaltige tektonische und vulkanische Kräfte zu einer völligen Umgestaltung der Niveau- und Oberflächenverhältnisse geführt haben. NEUMAYRS Auffassung ist also auch heute noch durchaus als zutreffend zu bezeichnen.

Zum Schluß möchte ich nochmals betonen, daß vorliegender Aufsatz lediglich dazu dienen soll, die Aufmerksamkeit auf das Problem der Inselberglandschaften im Äquatorialgürtel zu lenken. Wir sind noch weit davon entfernt, die genügende Grundlage zu besitzen, um eine Hypothese von einer mesozoischen Äquatorialwüste mit einiger Sicherheit aufstellen zu können. Nur durch gemeinsame Arbeit könnte die Frage wesentlich gefördert werden.

Herr JAEKEL legte zwei von ihm gemalte Bilder norwegischer Gletscher vor.

Hierauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

BRANCO. J. BÖHM. ZIMMERMANN.

Anlage.

1. Bericht über die vor der allgemeinen Versammlung in Breslau ausgeführte geologische Exkursion in die Grafschaft Glatz und Waldenburger Gegend.

Von Herrn **E. Dathe.**

Die Teilnehmer der Exkursion (22) versammelten sich am 10. September abends in Neurode, wo man für die ersten drei Tage in den dortigen Hôtels Wohnung nahm, um von hier aus die Exkursionen auszuführen. Diesen lag der Plan zu Grunde, den Fachgenossen einen Überblick in die so mannigfach zusammengesetzte Gegend der nördlichen Grafschaft und den Aufbau ihrer Formationen (Gneisformation, Phyllitformation, Silur, Oberdevon, Kulm, Oberkarbon, Rotliegendes, Diluvium und den Gabbrozug) nach den Untersuchungen des Exkursionsleiters zu geben, wozu die von ihm bearbeiteten und eben erschienenen Blätter Neurode, Wünschelburg, Rudolfswaldau und Langenbielau nebst Erläuterungen[1]) zur Grundlage dienten.

Auf der ersten Exkursion von Neurode nach Wünschelburg am 11. September lernte man das vollständige Profil durch das Rotliegende des niederschlesisch-böhmischen Beckens kennen. Vor Beginn der Exkursion hielt deren Leiter einen kurzen Vortrag über die Gliederung dieses Rotliegenden; es besteht aus Unterrotliegendem oder den Cuseler Schichten, Mittelrotliegendem oder Lebacher Schichten und Oberrotliegendem, das den Waderner und Kreuznacher Schichten im Saar-Nahegebiet entspricht. Er

---

[1]) Während der Drucklegung der Karten und Erläuterungen glaubte Herr F. Frech die Ergebnisse meiner Aufnahmen im Gebiete des Oberkarbons und Rotliegenden, die teilweise in einigen vorläufigen Mitteilungen niedergelegt waren, durch einen Schüler Herrn A. Schmidt verbessern zu müssen. Dieser Versuch ist mißlungen. Die Teilnehmer der Exkursion haben die Richtigkeit meiner Aufnahmen anerkannt. Inzwischen hat auch A. Petrascheck in seiner Schrift: „Zur neuesten Literatur über das böhmisch-schlesische Grenzgebiet" (Jahrb. k. k. geol. R.-A. Wien 1904 **54**. S. 513—540) „die ebenso heftigen, wie unberechtigten Angriffe" des Herrn A. Schmidt gegen mich zurückgewiesen. Ich kann es deshalb hier unterlassen, auf die Ergebnisse dieser, wie der übrigen Kartierungsübungen der Schüler Frechs, namentlich auch Herbing's (Über Steinkohlenformation und Rotliegendes bei Landeshut, Schatzlar und Schwadowitz), die unter dem gemeinsamen Titel: Geologie des böhmisch-schlesischen Grenzgebirges, Breslau 1904, veröffentlicht wurden, näher einzugehen.

weist besonders darauf hin, daß das niederschlesische Rotliegende in der Schichtenfolge und petrographischen Ausbildung seiner Hauptabteilungen, Unterabteilungen und vielfach selbst seiner Zonen in auffallender Weise dem des zuerstgenannten Gebietes gleicht; auch erwähnt er, daß diese vollständige Entwicklung des Rotliegenden auf preußischem Gebiete nur auf der Linie Neurode-Wünschelburg vorhanden sei. Zugleich wurde bemerkt, daß das Gebiet der Blätter Neurode, Wünschelburg, Rudolfswaldau und Langenbielau einen Teil der Mittelsudeten bilde und dem Eulengebirge, Warthaer Gebirge, Waldenburger Gebirge und Heuscheuergebirge angehöre. Die Lage und die in den geologischen Verhältnissen begründeten Reliefformen dieser Gebirge, sowie der südlichen Sudeten (Reichensteiner Gebirge, Glatzer Schneegebirge, Habelschwerdter Gebirge und Adlergebirge) wurden alsdann bei der Exkursion von dem einen trefflichen Überblick gewährenden Annaberge bei Neurode erläutert.

Von Neurode bis Biehals wurden die Aufschlüsse in den in sechs Zonen gegliederten Unteren Cuseler Schichten besichtigt. Die unterste Zone der rotbraunen Sandsteine und Konglomerate mit Porphyrgeröllen wurde nur kurz nördlich der Stadt beobachtet, da sie auf der dritten Exkursion besser zu sehen sind; dagegen wurde die Ausbildung der im Totengraben bei Neurode gut aufgeschlossenen Zonen der rotbraunen Schiefertone und dünnplattigen Sandsteine, der Anthrakosienschiefer und der Lyditkonglomerate eingehend besichtigt und auf ihre Verbreitung auch im benachbarten, westlich von Neurode gelegenen Gelände, in dem die gegen 15—20 m mächtige Zone der Lyditkonglomerate sich besonders scharf heraushebt, hingewiesen. In der gegen 350 m mächtigen Zone der Bausandsteine wurden einige Steinbrüche auf der SW-Seite des Annaberges besucht, in denen man aus den 3—5 m mächtigen Sandsteinbänken Werkstücke zu verschiedenen Baulichkeiten gewinnt. Bei Neu-Biehals wurde die hangendste Zone der untern Abteilung der Cuseler Schichten mit dem 0,5—1 m mächtigen Lager von dünnplattigem, rötlichgrauem Kalkstein mit Resten von *Amblypterus* an seiner oberen Grenze überschritten, bevor man die westlich darauffolgende Zone der Porphyrtuffe, mit welchen die Ober-Cuseler Schichten beginnen, studierte. — In den klein- bis grobstückigen Porphyrtuffen fand sich reichlich Gelegenheit, die verschiedenartigsten Porphyrvarietäten, aus denen die Bomben bestehen, zu sammeln; besonderes Interesse erregten die hier in besonderen Lagen zwischen den übrigen Porphyrtuffen auftretenden Pisolithtuffe. Nach Durchschreiten der Tuffzone wurde die nächstfolgende Zone der Ober-Cuseler Schichten, nämlich die grauen Feldspatsandsteine

und braunen Schiefertone der Ober-Caseler Schichten am Wege nach Mittelsteine kennen gelernt, ehe man an die große Verwerfung der Schulzenkoppe, die in nordwestlicher Richtung herüberstreicht, beobachtete. Infolge dieser Verwerfung erscheinen von ihr südwestlich nochmals in seigerer Stellung die Porphyrtuffe, das Kalksteinlager und die hellbraunroten Schiefertone der Unteren Caseler Schichten.

Von hier aus stieg man in die breite Talwanne der Steine hinab, auf deren linkem Gehänge die lösartigen Lehme und die alten diluvialen Flußschotter, wovon die letzteren an der unteren Terrasse ausstreichen und in zahlreichen Kiesgruben ausgebeutet werden, gezeigt wurden. Zuvor hatte man beim Bahnhof Mittelsteine die Halden der Heddischachtes besucht, wo man die unter dem Diluvium erschlossenen Gesteine des Oberkarbons und der Phyllitformation sammelte. Nachdem man die breiten Talauen des älteren und jüngeren Alluviums in Mittelsteine durchschritten, gelangte man am rechten Steineufer in die Fortsetzung des Profils der Oberen Caseler Schichten, die aus grauen Feldspatsandsteinen nnd schwarzen Schiefertonen bestehen; sie werden überlagert von der mächtigen Zone der oberen Bausandsteine, die an der Eisenbahnlinie bis in die Nähe von Nieder-Rathen gut aufgeschlossen sind.

Hier beginnt das Mittel-Rotliegende oder die Lebacher Schichten mit Porphyrtuffen, die der Eruptivstufe dieser Abteilung zugehören; sie wurden zunächst in ihrer Ausbildung an der Bahnlinie östlich der Haltestelle, sodann aber bei Schloß Nieder-Rathen besichtigt; sie zeichnen sich durch ihre fast durchgängig hell- bis schmutziggrünen Farben und durch die Führung von zahlreichen z. T. blasigen größeren Porphyrbomben aus. Die zur oberen Abteilung der Unteren Lebacher Schichten gehörigen Walchienschiefer mit den beiden Lagern von schwärzlichgrauem Kalkstein hatte man bereits an der Haltestelle Nieder-Rathen beobachtet; ihre weitere Ausbildung konnte auf dem Wege von Nieder-Rathen nach Ober-Rathen in Hohlwegen genügend studiert werden. Im Hohlwege, der von Wünschelburg nach dem Bieler Busch führt, wurden die oberen Lebacher oder Tholeyer Schichten besichtigt; sie bestehen wesentlich aus lettigen, hellbraunroten Schiefertonen (Rötelschiefern) mit eingeschalteten dünnbankigen, grauröltlichen, feinkörnigen Sandsteinen und zwei geringmächtigen (0,5 m) rötlichen Kalksteinflözen. Am Anfang des Hohlweges und in einer Kiesgrube wurde über den oberen Lebacher Schichten die ungleichförmige Auflagerung von kleinstückigen, schüttigen Konglomeraten beobachtet; mit diesen beginnt das Ober-Rotliegende, das aus einer unteren Konglomeratstufe und einer oberen, der

Sandsteinstufe, sich zusammensetzt. Beim Bahnhof Wünschelburg hatte man Gelegenheit, auch diese Ausbildung noch an einigen Punkten zu beobachten.

Die zweite Exkursion am 12. September führte uns von Neurode bis nach Silberberg und somit durch das Kartengebiet des Blattes Neurode. Unmittelbar bei Neurode wurden die in Felsen anstehenden Ottweiler Schichten im Galgengrunde besichtigt; sie bestehen aus graurötlichen Feldspatsandsteinen und -Konglomeraten, die die unterlagernden Saarbrücker bei Buchau gleichförmig bedecken. Die Wechsellagerung von weißlich-grauen Sandsteinen und Konglomeraten der Saarbrücker Schichten mit den reichlich darin vorkommenden Kieselhölzern, die Göppert von hier zuerst unter dem Namen *Araucarites Rhodeanus* beschrieb, wurde in mehreren Aufschlüssen beobachtet; auch wurde in dem nahe der Chaussee gelegenen Steinbruche der Ausstrich des Josephflözes, das hier mehrere kleine Verwerfungen zeigt, in Augenschein genommen. Besonderes Interesse erweckte die Begehung des berühmten Gabbrozuges zwischen Buchau, Volpersdorf und Ebersdorf. Die hier kartographisch ausgeschiedenen Gabbrovarietäten, nämlich schwarzer Gabbro (Olivin-Gabbro) bei Buchau, grüner Gabbro bei Volpersdorf, Forellenstein und Anorthit-Gabbro zwischen Volpersdorf und Ebersdorf wurden in Steinbrüchen und von zersprengten Blöcken aus den Steinrüschen reichlich gesammelt.

Am Steinberge bei Ebersdorf verließ man den Gabbrozug und trat in das Bereich des Unter-Rotliegenden ein, das mit den Porphyrtuffen der Ober-Cuseler Schichten, aber mit dem im unmittelbar in seinem Liegenden auftretenden Kalklager und den weiter ostwärts vorhandenen Schiefertonen und Sandsteinen den obersten Zonen der Unter-Cuseler Schichten angehört. Diese Schichtenreihe entspricht den Porphyrtuffen etc. bei Biehals, sodaß sie durch die große Hauptverwerfung mit ungefähr 1000 m Sprunghöhe am Ostrande des Gabbrozuges abgesunken erscheinen. — Der Zug dieses Rotliegenden wurde bis zum Kalkberge bei Ebersdorf verfolgt, wo namentlich die Porphyrtuffe durch frische Aufschlüsse entblößt waren. Durch die Ebersdorfer Verwerfung ist auch das Rotliegende am Oberdevon und Kulm des Kalkberges abgesunken, sodaß die Cuseler Schichten zwischen diesen und dem Gabbrozug bei Ebersdorf eine grabenartige Versenkung bilden.

In dem altberühmten Kalkbruche von Ebersdorf wurde die Schichtenfolge des Oberdevons (Hauptkalk und Clymenienkalk) und der ungleichförmig darauf folgende Kulm und die Sattelbildung beider erläutert. Nachdem man an der Ostseite des Kalkberges den Kohlenkalk in den alten Brüchen besichtigt hatte, durchschritt man in nordöstlicher Richtung bis Kolonie Kalkgrund

die sich anschließende Kulmmulde, in die sich das Oberkarbon (Waldenburger und Ottweiler Schichten) ungleichförmig auflagern. Dieser Teil der Kulmmulde gehört der unteren Abteilung dieser Formation an und besteht an seinem Westflügel aus Kulmsandsteinen und -Konglomeraten, dem Kohlenkalke und darüber folgend aus Kulmtonschiefern und eingelagerten Gabbrokonglomeraten. Im Ostflügel der Kulmmulde kommen in diesem Profil bei Kolonie Waldgrund nur die liegendste Zone, nämlich die Gneiskonglomerate zum Vorschein. Das aus Tonschiefern und Grauwackensandsteinen bestehende Muldeninnere ist durch die oberkarbonischen Waldenburger und die diesen ungleichförmig aufgelagerten Ottweiler Schichten verdeckt. Letztere sind bei Waldgrund in Feldwegen gut in ihren Arkosen aufgeschlossen; während an der neuen Bahnlinie bei Waldgrund die konglomeratischen Waldenburger Schichten mit schwachen Flözausstrichen besichtigt wurden. Von hier aus verfolgte man in südöstlicher Richtung die Eisenbahnlinie. Im ersten Einschnitte südöstlich des alten verlassenen Kalkbruches wurde der Ausstrich des Kohlenkalkes, über welchem in steiler Stellung (60° SW) die Kulmtonschiefer in ausgezeichneter Weise aufgeschlossen sind, beobachtet. Bei der Haltestelle Neudorf gelangte man wiederum in das Liegende der Tonschiefer und des Kohlenkalkes, nämlich in die Gneiskonglomerate, deren Gerölle in ihrer verschiedenen Art und Größe in den noch ganz frischen Aufschlüssen hier und in den folgenden Einschnitten der Eisenbahn allgemeines Interesse erregten. Nun folgte man der Chaussee nach Neudorf, wo Kulmtonschiefer anstehend zu beobachten sind. Nachdem man in Neudorf bei den alten verlassenen Kalkbrüchen den allmählichen Übergang von Gneiskonglomeraten in den Kohlenkalk und dessen gleichförmige Überlagerung von Tonschiefern in Augenschein genommen hatte, folgte man dem Kalkzuge in westöstlicher Richtung nach Silberberg zu. An der Chaussee bei Haltestelle Festung Silberberg sammelte man die in kleinen Kalkknollen oder die einzeln enthaltenen Kulmpetrefakten, namentlich Korallen, Produkten und Spiriferen. Die letzte Fundstätte dieser Versteinerungen im Kohlenkalk in dem in unmittelbarer Nähe gelegenen, zuletzt nur unterirdisch betriebenen Stillerschen Kalkbruche war wenige Wochen zuvor für immer zum Erliegen gekommen. Da man leider wegen vorgeschrittener Zeit den letzten Teil des Programms, nämlich den Besuch der Herzogwalder Schichten und des Herzogwalder Silur nicht zur Ausführung bringen konnte, benutzte man die kurze Zeit vor der Rückfahrt nach Neurode, um den Blick in die ostwärts sich ausbreitende Ebene der Gegend von Frankenstein und Camenz vom Silberberger Paß aus zu genießen.

Den 13. September wurde die dritte Exkursion von Neurode aus über Kunzendorf, Mölke. Hausdorf, Hausdorfer Plänel bis zur Reimskoppe im Eulengebirge unternommen, wobei Teile der Blätter Neurode, Rudolfswaldau und Langenbielau begangen wurden; man lernte somit die Gliederung und den geologischen Aufbau des Rotliegenden, der Ottweiler und Saarbrücker Schichten, des Kulms und der Gneisformation in dieser Gegend kennen.

In Neurode wurden an der Chaussee nach Kunzendorf die in Felsen ausstreichenden beiden unteren Zonen der unteren Cuseler Schichten, nämlich die Zonen der braunroten sandigen Schiefertone und dünnplattigen Sandsteine (ru1β) und die Zone der braunroten Sandsteine und Konglomerate (ru1α) besichtigt. Letztere Zone ist in ihren obersten Schichten durch einen Steinbruch, nördlich des Galgengrundes und unmittelbar an der Chaussee gelegen, erschlossen. Ihre liegenderen Schichten lernte man in den Einschnitten an der Eisenbahnlinie, zu der man nun hinaufstieg, am Galgenberge kennen; hier wechsellagern Sandsteine mit Konglomeraten, während Schiefertone zurücktreten; diese erlangen erst nach dem Hangenden zu allmählich größere Entwicklung, wo sie alsdann mit Sandsteinen wechsellagern. Für die im Liegenden auftretenden Ottweiler Schichten bietet der nördliche Eisenbahneinschnitt ausgezeichnete Aufschlüsse dar, in denen sowohl die rötlich-grauen Arkosen als auch ihre konglomeratische Ausbildung in Wechsellagerung gut zu beobachten sind. Beim Eintritt in die gleichförmig unterlagernden Saarbrücker Schichten wurden die an der Bahnlinie gelegenen Öfen am Bahnschachte der Rubengrube unter Führung des Herrn Obersteigers Krohne besichtigt, in denen der feuerfeste Schieferton aus diesen Schichten gebrannt wird. Von diesen feuerfesten Schiefertonen, deren Bildung durch Einschwemmung z. Z. in jene der Saarbrücker Schichten von dem Verwitterungsboden des Gabbrozuges erfolgte, standen den Teilnehmern der Exkursion hinreichendes Material, auch von den darin vorkommenden Mineralen (Pholerit, Haarkies, Titanit etc.) zur Auswahl zur Verfügung. Bei der weiteren Begehung der Eisenbahn nach Neurode wurden die im sog. italienischen Einschnitte zu einem steilen Sattel zusammengeschobenen flözführenden Saarbrücker Schichten betrachtet, sie werden bei der dortigen Eisenbahnbrücke von der nordwestlich streichenden und steil fallenden Hauptverwerfung abgeschnitten, wodurch die oberste Zone der Unteren Cuseler Schichten in das Niveau der Unteren Saarbrücker Schichten gesunken erscheint und sich zunächst in einer kurzen Mulde mit ihren dünnen Kalkbänken nordwärts anschließen. Die Zone der Bausandsteine wurde nach N weiter durchschritten und die hier mehrfach aufsetzenden, nicht unbedeutenden Verwerfungen,

wie sie das Blatt Langenbielau darstellt, besichtigt und die Spezialprofile in den nahe der Eisenbahnlinie gelegenen Steinbrüchen in Augenschein genommen. Jenseits des Hausdorfer Tales folgte man wiederum der Bahnlinie, an der die unter den Hauptbausandsteinen folgende Zone der braunroten Konglomerate und Sandsteine (ru1ε) bis in die Nähe der Haltestelle Ludwigsdorf ausstreichen. Durch Wendung der Bahnlinie nach W und durch Verrückung infolge einer NS streichenden großen Verwerfung gelangte man wiederum in die nach NO gesunkene Zone der Bausandsteine, die bei der Haltestelle Ludwigsdorf von der großen Mölker Verwerfung abgeschnitten wird. Durch diese nordsüdlich verlaufende Verwerfung wird die bei der Haltestelle sehr gut aufgeschlossene Zone der braunroten Schiefertone und Sandsteine (ru1β) von der vorigen Zone getrennt; in dieser wurden Reste von *Walchia imbricata* und sog. fossile Regentropfen gesammelt. Bei Haltestelle Ludwigsdorf verließen wir die Hauptbahnlinie und nahmen an der Grubenbahn der Wenzeslausgrube die schönen Aufschlüsse in der Zone ru1α, und in den dort entwickelten Ottweiler und Saarbrücker Schichten in Augenschein. Nachdem der durch die Freundlichkeit des Herrn Dr. Gärtner den Teilnehmern der Exkursion verabreichte Imbiß auf der Wenzeslausgrube eingenommen war, fand eine Besichtigung der Grubenanlagen über Tage statt. Mit Hilfe der uns gleichfalls von dieser Gruben-Verwaltung freundlichst zur Verfügung gestellten Wagen wurde die Exkursion bis in das Eulengebirge fortgesetzt. Bei Hausdorf wurde die verschiedene Entwicklung der Kulms studiert, man sah Gabbrokonglomerate, Kulmtonschiefer und Grauwacken und die Variolitkonglomerate. Die im Kulmgebiet abgelagerten, z. T. sehr mächtigen Gneisschotter wurden an verschiedenen Stellen in guten Aufschlüssen beobachtet, wobei die Frage über ihren eventuellen glacialen Ursprung erörtert wurde. Vom Kulmgebiet betraten wir nun das Gebiet der Gneisformation, welche die hier durchgeführte Gliederung der Zweiglimmergneise in verschiedenen Zonen kennen lehrte. An der Chaussee Hausdorf-Steinkunzendorf durchschritt man in fast ununterbrochenen Aufschlüssen bis zum Hausdorfer Plänel die Zonen der schiefrigen Zweiglimmergneise (gnz), der Augengneise (gnzα), der grobflaserigen Zweiglimmergneise (gnzγ) und der flaserigen Zweiglimmergneise (gnzφ), wobei die bizarren Schichtenbiegungen namentlich in den grobflaserigen und flaserigen Zweiglimmergneisen großes Interesse erregten. Nachdem von vielen Teilnehmern reichliches Belegmaterial von den Gneisen und von den in den flaserigen Zweiglimmergneisen mehrfach eingelagerten Amphiboliten gesammelt war, besuchte man vom Hausdorfer

Plänel aus noch die Reimskoppe, um das hier gleichfalls in den flaserigen Zweiglimmergneisen eingeschaltete Serpentinlager zu sehen. Der schwärzlichgrüne, dünnplattige Serpentin, in dem noch Reste von Strahlstein vielfach enthalten sind, ist größtenteils aus diesem entstanden. Serpentin und Strahlsteinschiefer, der in einzelnen dünnen Lagen mit dem Serpentin hier wechsellagert, wurden gesammelt. Bei der Zimmermannsbaude bestieg man die Wagen und fuhr nach Neurode zurück.

Am 14. September reiste die größere Zahl der Teilnehmer (17) von Neurode früh 7^{52} nach Gottesberg, um in einer zweitägigen Exkursion die Ausbildung des Oberkarbons, des Kulms, der Gneisformation und des nordischen Diluviums in der Waldenburger Gegend zu studieren. In Gottesberg wurden wir bei unserer Ankunft auf dem Bahnhofe durch eine Ansprache von dem Direktor der schlesischen Kohlen- und Kokswerke Herrn Rössner freundlichst begrüßt. Dieser und vier seiner höheren Bergbeamten, sowie auch der Kgl. Revierbeamte Herr Bergmeister Jordan aus Waldenburg schlossen sich der Exkursion bei Gottesberg an. Auf dieser sollte namentlich die Ausbildung des Oberkarbons und seine Gliederung (Waldenburger, Weißsteiner, Saarbrücker und Ottweiler Schichten), ihr Verhältnis zu dem bekannten Porphyrstock des Hochwaldes und zum Hochberg-Porphyr und die Beziehungen dieser beiden Porphyre zueinander kennen gelernt werden. Während man über das stockartige Auftreten der großartigen Porphyrmasse des Hochwaldes im Oberkarbon nicht im Zweifel war und nur über sein Alter bis vor kurzer Zeit Unklarheit herrschte[1]), faßte man die kegelförmige Porphyrmasse des Hochberges als eine pilzförmige Ausbreitung im Oberkarbon (Saarbrücker Schichten) auf, die jünger als der Porphyrstock des Hochwaldes sei, deren Stiel, also deren Eruptionskanal, man aber nicht kenne, obzwar das unter ihm vorhandene Oberkarbon durch bergmännische Arbeiten z. T. durchfahren und bekannt geworden war. Durch Beobachtungen und daran sich schließende zahlreiche Aufschürfungen bei Kohlau in der Senke zwischen Hochwald und Hochberg, die durch die freundliche Unterstützung der Verwaltung der Abendröte-Grube nach den Angaben und unter der Aufsicht des Exkursionsleiters im Laufe des Sommers ausgeführt wurden, gelangte man zu wesentlich anderen Ansichten über das Verhältnis der beiden großartigen und altberühmten Porphyrvorkommen. Es gelang nämlich der Nachweis, daß der Porphyr des Hochwaldes an seiner Südwestseite bei Kohlau eine mächtige, bis 160 m breite und

---

[1]) Vergl. E. Dathe: Über die Verbreitung der Waldenburger und Weißsteiner Schichten in der Waldenburger Bucht und das Alter des Hochwaldporphyrs. Diese Zeitschr. 1892. **54.** S. 189—193.

450 m lange Apophyse in ziemlich ostwestlicher Richtung zum Hochberg aussendet und die dort entwickelten Waldenburger, Weißsteiner und Saarbrücker Schichten durchbricht. Es findet dadurch ein inniger Zusammenhang mit dem Porphyrkegel des Hochberges statt, da dessen domförmig ausgebreitete Porphyrmasse aus der Spalte der Apophyse emporgequollen erscheint. Es spielt somit die Kohlauer Apophyse des Hochwaldes mit ihrer westlichen Ausbreitung des Hochberges die gleiche Rolle, wie die neuerdings nachgewiesene Apophyse[1]) des Hochwaldes an seiner Südostseite, nämlich der Apophyse von Ober-Hermsdorf bis zum Blitzenberg bei Fellhammer. Diese interessanten neuen Verhältnisse sollten durch die Exkursion bei Gottesberg und Fellhammer in erster Linie gezeigt und erläutert werden.

Vom Bahnhof Gottesberg ging man durch die Stadt zum städtischen Steinbruch am Plautzenberg, wo man die petrographische Ausbildung des Hochwaldporphyrs, der zu den Felsitporphyren zu stellen ist, studierte und seine bankförmige bis säulenförmige Absonderung betrachtete. Daran schloß sich der Besuch der Barytgrube am Plautzenberge, in der Schwerspat zu technischen Zwecken durch Stollenbetrieb in den im Porphyr aufsetzenden, 1—2 m mächtigen Barytgängen, auf welchem der alte Gottesberger Bergbau ehemals umging, abgebaut wird. Nach Besichtigung des interessanten Gangvorkommens durchschritt man an der Straße nach Kohlau die dort anstehenden Waldenburger und Weißsteiner Schichten und den Hochwald-Porphyr; sodann verfolgte man den Verlauf der Apophyse zwischen diesem und dem Hochberge. Das Ende der Apophyse und der Anfang der domartigen Ausbreitung konnte man im Steinbruche an der Straße nach Rothenbach beobachten; die petrographische Übereinstimmung des Porphyrs in der Apophyse und im Hochberg war deutlich ersichtlich. Von hier aus besuchte man den im südlichen Teile der Hochberges angelegten Steinbruch, den sog. Plattenbruch, in dem die ausgezeichnet plattige Absonderung (1—2 dcm stark und noch dünner), die hier den Porphyr beherrscht und womit zugleich eine bis ins kleinste gehende, durch Fluidalstruktur hervorgegangene Schichtung entwickelt ist, allgemeines Interesse erregte. Auf dem Rückwege vom Hochberge zur Stadt Gottesberg wurden noch einige kleinere Aufschlüsse in den Saarbrücker und Weißsteiner Schichten in der Nähe des Kirchhofes angesehen, wobei sich leider ein heftiges Regenwetter einstellte.

Nun folgten die Teilnehmer der Exkursion der freundlichen Einladung des Herrn Bergwerksdirektor RÖSSNER zu dem im

---

[1]) Ebenda S. 192—198.

Gasthof „Zum preußischen Adler“ dargereichten Frühstück. Nach demselben hielt der Exkursionsleiter, da das Regenwetter noch anhielt, einen längeren Vortrag über den Aufbau des Karbons in der Waldenburger Bucht und sein Verhältnis zum Porphyrstock (Lakkolithen) des Hochwaldes, dessen Hervorbrechen, — da er einerseits nicht nur die Waldenburger, Weißsteiner und Saarbrücker Schichten in seiner Umgebung gehoben und zu der Hermsdorf-Weißsteiner und der Rothenbacher Spezialmulden zusammengeschoben hat, sondern auch andererseits diese in den bereits genannten beiden Apophysen durchbricht — entweder in die jüngste Oberkarbonzeit oder in die Zeit des Rotliegenden fällt. Nachdem der Regen aufgehört, konnte die Fortsetzung der Exkursion von Gottesberg nach Bahnhof Fellhammer aufgenommen werden. Es wurden nochmals die Waldenburger, Weißsteiner und Saarbrücker Schichten durchquert, wobei man die durch die große Gottesberger Verwerfung weit nach S vorgeschobenen Schichtenkomplexe bei Bahnhof Fellhammer mit den groben Konglomeraten der Weißsteiner Schichten in guten Aufschlüssen besichtigte. Von hier aus betrat man die Eisenbahnlinie, an der die südöstliche, 400 m breite Apophyse des Hochwaldporphyrs und die Aufrichtung der Saarbrücker Schichten an ihrer Nordostseite zunächst an der Strecke Fellhammer-Dittersbach gezeigt wurden. Nun gingen die Teilnehmer der Exkursion auf die bei Fellhammer abzweigende Bahnlinie nach Salzbrunn über, um nochmals die hier aufgeschlossene Porphyrapophyse zu durchschreiten und in dem östlich sich anschließenden großen Einschnitte die vortrefflich entblößten Flözausstriche der unteren Saarbrücker Schichten in Augenschein zu nehmen. Zum Schluß wurden die nahen Ziegeleigruben bei Ober-Hermsdorf aufgesucht, wo die Porphyrapophyse gleichfalls durchstreicht. Der Verwitterungslehm des Porphyrs und der darüber abgelagerte Geschiebelehm werden hier abgebaut. Diese Ablagerung ist insofern interessant, weil sie die in Schlesien bis jetzt bekannte höchst gelegene Grundmoräne des nordischen Inlandeises in 560 m Meereshöhe darstellt. Neben zahlreichen, bis über kopfgroßen Geschieben, die den Konglomeraten der in unmittelbarer Nähe anstehenden unteren Weißsteiner Schichten entstammen, kommen in diesem Geschiebelehm bis über kopfgroße Blöcke vom Gabbro des Zobten, von Basalten und Graniten von Striegau, nordische Granite, Gneise, Quarzite und vereinzelt kleine Feuersteinsplitter vor. Mit der Eisenbahn fuhren die Teilnehmer der Exkursion am Abend von Fellhammer nach Bad Salzbrunn, wo man übernachtete.

Am 15. September besichtigten die Exkursionsteilnehmer in Bad Salzbrunn die dort am Annafelsen steil gestellten (60—70° SW)

Kulmkonglomerate, welche von den Waldenburger Schichten weiter nach SW diskordant überlagert werden; die flache (5—10°) Lagerung dieser Schichten und ihre petrographische Ausbildung wurde in den Steinbrüchen bei Hartau gezeigt und ihr Verlauf über die Wilhelmshöhe bis zum Bahnhof Altwasser weiter verfolgt. Von der Wilhelmshöhe aus genoß man die herrliche Rundsicht, wobei der Aufbau der Gegend erläutert, namentlich auch der Verlauf der unteren Grenze der Weißsteiner Schichten recht ersichtlich wurde. Bei Altwasser wurde die Bahnlinie nach Niedersalzbrunn betreten, um die steil und widersinnig nach N einfallenden Tonschiefer und Variolitkonglomerate des Kulms zu betrachten, wobei auf die auch hier vorhandene diskordante Lagerung zwischen Kulm und Waldenburger Schichten hingewiesen wurde. Bei Kolonie Sandberg besuchte man am Sandberge die über 20 m tief aufgeschlossenen diluvialen Kiese und Sande. Die letzteren werden für die dortige Spiegelglasfabrik gewonnen. Die Ablagerung mit der 1—2 m mächtigen Geschiebepackung an ihrer Oberfläche wurde als eine Endmoräne von einigen Diluvialgeologen aufgefaßt und mit den Endmoränen von Freeden verglichen. Von der Gneisformation sah man die Biotitgneise bei Kolonie Sandberg und am Wege zwischen Seitenberg und Bahnhof Niedersalzbrunn. Nach dem Frühstück wurden die am Bahnhof Niedersalzbrunn sehr schön entblößten grauen und braunen groben Konglomerate des Kulm in ihrer Wechsellagerung mit Grauwackensandsteinen besichtigt. Von hier begaben sich die Teilnehmer der Exkursion in den herrlichen Fürstensteiner Grund, wo die in Steinbrüchen und zahlreichen Felsen anstehenden Gneiskonglomerate, Gneisbreccien und Gneissandsteine des Kulms in ihrer mannigfaltigen Ausbildung und Verknüpfung beobachtet wurden. Nach kurzem Aufenthalte auf der Alten Burg, von der man einen herrlichen Blick in die tiefe Schlucht des Fürstensteiner Grundes hat, ging man nach dem Bahnhof Niedersalzbrunn zurück, um von hier aus nach Breslau zur Teilnahme an der allgemeinen Versammlung zu reisen.

---

2. Geologischer Führer durch Oberschlesien und in die Breslauer Gegend.

Allgemeine Uebersicht der Erdgeschichte und des Gebirgsbaus.

Von Herrn F. FRECH.

Oberschlesien stellt in kultureller Beziehung einen weit vorgeschobenen Posten westlicher Kultur dar und entspricht auch in geologischer Hinsicht der mittel- und westeuropäischen Entwicklung der Formationen; vereinzelt sind gegenüber dem westlichen Charakter die östlichen und südlichen Anklänge: weder im Unterkarbon noch in der produktiven Steinkohlenformation beobachten wir eine Beziehung zu der Entwicklung von Moskau oder des entlegeneren Ostens. Vielmehr ist Oberschlesien der letzte Ausläufer der großen, in Südwales beginnenden, durch Nordfrankreich und Belgien über Aachen und Westfalen verlaufenden Steinkohlenzone, die — zwischen dem mittelkarbonischen Hochgebirge und dem karbonischen Ozean — der Pflanzenwelt einen ungewöhnlich günstigen Nährboden bot.

A. Kurzer Ueberblick der erdgeschichtlichen Entwicklung Oberschlesiens.

Die ältesten, durch Versteinerungen bestimmten Ablagerungen Oberschlesiens gehören dem Unterkarbon und zwar der höheren[1],

[1] Es gibt paläontologisch im unteren Karbon nur zwei unterscheidbare Stufen, eine untere mit *Sp. tornacensis*, *Aganides rotatorius* KON. sp. (= *Ixion* Hall) und *Prolecanites compressus* sowie eine höhere mit *Productus giganteus*, *Glyphioceras sphaericum* und *Prolecanites ceratitoides* v. B. Die unter der *Tornacensis*-Zone lagernden Übergangsschichten ermangeln bestimmter paläontologischer Merkmale und bilden daher weder eine stratigraphische Stufe noch eine Zone. Diese Grenzbildungen sind je nach den wechselnden örtlichen Verhältnissen zum Devon oder zum Karbon zu stellen oder zwischen beide Formationen zu teilen (Malówka - Murajewnia). Die lokalen Verhältnisse sind im Osten (Rußland und Araxes zwischen Hocharmenien und Persien) und im Westen durchaus verschieden (Etroeungt in Belgien wahrscheinlich devonisch, Marbre Griotte in den Pyrenäen und in Asturien karbonisch etc.) Die Grenzgebiete, in denen das tiefere Unterkarbon fehlt oder durch Brandungskonglomerate (Sudeten) vertreten sind, sind in den Ostalpen, in Ungarn und vor allem in Nieder- und Oberschlesien zu suchen. Insbesondere enthält Oberschlesien ebensowenig wie seine Grenzgebiete eine Andeutung des tieferen Unterkarbon.

durch *Glyphioceras sphaericum* und *Productus giganteus* gekennzeichneten Stufe an.

Unweit der Grenze von Österreichisch-Schlesien sind bei Leisnitz (in der Gegend von Leobschütz) Posidonienschiefer mit *Glyphioceras sphaericum* und *Posidonia Becheri* bekannt. Auch Pflanzen-Grauwacken mit *Asterocalamites scrobiculatus* sind hier aufgeschlossen, die auch auf dem rechten Oderufer bei Tost und am Annaberge auftreten.

Die Erhaltung des Leobschützer *Glyphioceras sphaericum* erinnert an die nördlicheren sudetischen Vorkommen, welche von E. Dathe als karbonische Käfer gedeutet worden sind.[1]) Devon tritt nur jenseits der politischen Grenzen Oberschlesiens auf, so bei Würbental im Altvater Quarzit der unteren Coblenzschichten und bei Bennisch Mitteldevon mit *Anarcestes plebeius*. Da auch im Osten bei Krakau höheres Devon und im Nordosten im Polnischen Mittelgebirge marines Mittel- und Oberdevon in westlicher (nicht in russischer) Entwicklung bekannt ist, dürfte auch Oberschlesien von den Meeren des höheren Devon bedeckt gewesen sein. Doch liegen diese älteren Schichten, sofern sie überhaupt erhalten sind, in unerreichbarer Tiefe. Das tiefste Bohrloch von Paruschowitz, das tiefste der Welt, das mehr als 2000 m Tiefe erreicht, hat die Schichten des unteren Oberkarbon noch nicht durchsunken, und eine Ansetzung ähnlicher Bohrungen im Unterkarbon dürfte wohl nie erfolgen.

Die Grenze von Unter- und Oberkarbon schien nach den älteren, von mir 1899 wiedergegebenen Angaben einer Diskordanz zu entsprechen. Jedoch wies ich schon 1902[2]) darauf hin, daß eine Diskordanz nicht nachgewiesen sei, und neuerdings konnte an der mährisch-schlesischen Grenze Herr Bergassessor Geisenheimer den Nachweis einer konkordanten Aufeinanderfolge von Unter- und Oberkarbon erbringen. Diese wichtige Feststellung steht mit den Beobachtungen an der niederschlesisch-böhmischen Grenze gut im Einklang. Auch hier ist die intrakarbonische Diskordanz zwar an dem verschiedenen Fallen der Schichten kenntlich, aber eine Unterbrechung des Absatzes ist durch das ganze oder teilweise Fehlen der Sudetischen Stufe nur in der Schatzlarer und z. T. in der Landeshuter Gegend angedeutet. Viel bedeutsamer und einschneidender ist im schlesischen Gebirge die Diskordanz zwischen Oberkarbon und Mittel-Rotliegendem, der in Oberschlesien das gesamte Fehlen der letzt-

---

[1]) Die richtige Deutung gab H. J. Kolbe im Jahrb. d. Preuß. geol. L.-A. für 1908 S. 128 t. 11.

[2]) Über den Bau der schlesischen Gebirge. Hettners Zeitschr. f. Geographie S. 566.

genannten Formation entspricht. Intrakarbonische Faltung ist also in Oberschlesien nicht nachweisbar, die postkarbonische, auch für Mittel- und Niederschlesien wichtige Gebirgsbildung kommt für den Osten allein in Frage.

Die nördliche Steinkohlenzone des europäischen Kontinents, zu der Oberschlesien gehört, zeigt zwar eine gewisse Verschiedenheit in der Intensität der Faltung und der Entwicklung der Flöze, gehört aber doch einer einheitlichen Ausbildungsform[1]), dem westfälischen Typus an.

Die Faltung der nordeuropäischen Steinkohlenzone war postkarbonisch, d. h. nach der Aufrichtung des Hochgebirges in mittelkarbonischer Zeit griff die Faltung später auf die Außenzone über.

Der Grad der Faltung nimmt von NW nach SO ab. In Nordfrankreich und Belgien sehen wir bedeutende Überschiebungen, sodaß das Oberkarbon zuweilen unter Silur oder Devon angefahren wird, im westfälischen Revier begegnen wir Sätteln und Mulden mit steilgestellten Schichten, aber keiner größeren Überschiebung. Oberschlesien zeigt den bekannten Schichtensattel zwischen Zabrze und Myslowitz, der im Norden von der kleineren regelmäßigen Beuthener Mulde, im Süden von einer größeren unregelmäßigen Synkline begrenzt ist.

Doch bilden die ältesten Steinkohlenschichten der sudetischen Stufe nur an verhältnismäßig wenigen Punkten die äußere Begrenzung, vielmehr tritt infolge weiterer Dislokationen gerade die jüngste (die Saarbrücker Stufe) am Süd- und Ostrande[2]) vorwiegend auf, während der Nordrand durch Schichten der Sattelflöz-Zone[3]) gebildet wird. Während die postkarbonische Faltung in Oberschlesien schwächer ist als irgendwo im Westen, besitzen jüngere Brüche (kretaceischen oder untertertiären Alters s. u.) große Bedeutung.

Die mesozoischen Formationen schließen sich in Oberschlesien durchweg der westlichen Entwicklung an. Das Rotliegende ist in Preuß. Oberschlesien unbekannt, zeigt jedoch in der östlichen Krakauer Fortsetzung der oberschlesischen Platte die roten kontinentalen Sandsteine, Schiefertone und Porphyrtuffe,

---

[1]) Es liegt somit kein Grund vor, die Saarbrücker Stufe, das mittlere Oberkarbon Oberschlesiens, mit Lokalnamen zu belegen.

[2]) Der Name Randschichten für die untere Sudetische Stufe, der Name Muldenschichten für die untere Saarbrücker Stufe ist also für Oberschlesien alles andere als orientierend.

[3]) Nicht Sattel-„Gruppe". R. MICHAEL. Eine „Gruppe" ist nach dem seit Jahrzehnten durch internationale Vereinbarung festgestellten Sprachgebrauch eine Gruppe von Formationen, entspricht also der Ära (= Palaeozoicum).

15*

die durchweg in Mitteleuropa vorherrschen.[1]) Die **Trias** ist germanisch — mit einigen alpinen Andeutungen im **Röt**[2]) und Muschelkalk; dafür reicht die marine rhätische **Transgression** Mitteleuropas nicht bis nach Osten, wo **Süßwasserschichten** (Hellewalder Estherien-Schichten oben und Wilmsdorfer Schichten unten) den Abschluß der Trias nach oben darstellen.

Dem Lias und untersten Dogger entspricht eine **Schichtenlücke**, d. h. aller Wahrscheinlichkeit nach eine **Festlandsperiode**. Erst mit der oberen Zone des unteren Doggers, den **Eisensandsteinen** von Helenenthal, und besonders mit dem **mittleren Dogger** (mit den Zonen des *Stephanoceras Humphriesianum*, der *Parkinsonia Parkinsoni* und *P. ferruginea)* dringt das **Meer** und zwar von W oder SW her vor. Die mit Toneisensteinflözen wechselnden *Parkinsoni*-Tone von Bodzanowitz sind fast die einzigen politisch zu Oberschlesien gehörenden Jura-Ablagerungen. Jedoch beginnt unmittelbar jenseits des Grenzflüßchens der Prosna bei Wielun und Zdrojetz eine den obersten Keuper überlagernde Juraentwicklung, in der über den eisenhaltigen Tonen braune mergelige Sandsteine mit *Macrocephalites macrocephalus*, sowie weiße dickbankige Kalke, die Vertreter der Oxfordstufe, bemerkenswert sind.

Wenngleich eine Neubearbeitung des polnisch-oberschlesischen Jura im Beginn stecken geblieben ist, so ergibt doch die etwa 40 Jahre zurückliegende Darstellung FERDINAND ROEMERS den westlichen bezw. mitteleuropäischen Charakter unserer Ablagerungen, sodaß eine allgemeine Bedeckung Oberschlesiens mit mittel- bis oberjurassischen Ablagerungen gefolgert werden kann.

Die braunen Jurabildungen setzen allerdings mit gleichen paläontologischen, ja sogar mit übereinstimmenden Gesteinscharakteren bis in den fernsten Osten fort, wo Dr. C. RENZ die *Parkinsoni*- und *Humphriesianum*-Schichten in Daghestan nachwies.

Hingegen zeigen die Oxford- und Kimmeridge-Kalke von Russisch-Polen die allergrößte Ähnlichkeit mit den Ammoniten- und Schwammkalken Frankens. Höchstens weist bei Czenstochau und Wielun das häufigere Vorkommen von *Cardioceras cordatum* und *alternans*[3]) auf den Osten. Jedoch sind diese östlichen Be-

[1]) Auch der Karniowicer Kalk der Gegend von Krakau findet in den Unterrotliegend-Kalken der Gegend von Albendorf an der schlesisch-böhmischen Grenze ein Analogon.

[2]) *Gervilleia modiola* FRECH und *Myophoria costata* gehen von Oberschlesien über Krakau bis an den Plattensee und kennzeichnen die Oberkante des Buntsandsteins.

[3]) Sowie *Cardioceras Goliathus* d'ORB. und *C. czenstochowiense* F. ROEM., eine sehr interessante Zwischenform von *Cardioceras* und *Cadoceras*.

ziehungen in Oberschlesien kaum ausgeprägter als an manchen anderen mitteleuropäischen Fundorten. Nur das Fehlen von *Lytoceras* und *Phylloceras* gibt dem polnischen Jura einen russisch-borealen Anstrich.

Ebenso wie die untere Hälfte des Jura entspricht auch die gesamte untere Kreidezeit einer Kontinentalperiode in Oberschlesien. Die vollständig lückenlose Meeresbedeckung der karpathischen Geosynkline während der obersten Jura- und der unteren Kreidezeit bildet einen der bezeichnendsten Gegensätze zwischen der oberschlesischen Platte und den noch zum Alpensystem gehörenden Faltenzonen der Karpathen. Der Rückzug setzte wie in Südwestdeutschland schon während des obersten Jura ein. Doch vermögen wir in Russisch-Polen nicht festzustellen, inwieweit das Fehlen der obersten Jura-Zonen auf wirkliche Trockenlegung oder auf Denudation der obersten Juraschichten[1]) zurückzuführen ist.

Mit größerer Sicherheit läßt sich diese Frage für die obere Kreideformation beantworten, deren Transgression ebenfalls auf Mitteleuropa hinweist, da ja für das europäische Rußland die Obere Kreide einer Festlandszeit entspricht. Allerdings sind von der Oberen Kreide in Oberschlesien nur die untere Stufe (Cenoman-Sande von Groschowitz) und die mittleren turonen Zementkalke vorhanden. Während aber für den Innen- und Außenrand der Sudeten[2]) ein gänzliches oder teilweises Fehlen mariner Senonschichten nachweisbar ist, dürfte die Abwesenheit derselben in Oberschlesien auf die kontinentale Denudation der folgenden Eocän- und Oligocänperiode zurückzuführen sein. Die obersenonen Mucronatenschichten von Nagorzany bei Lemberg und besonders die Feuersteinkreide von Russisch-Polen[3]) deuten auf die Sedimentbildung eines tiefen Ozeans hin, der auch Oberschlesien überdeckt haben dürfte. Die mannigfache und vollständige Entwicklung des marinen Eocän und Oligocän der Karpathen weist erneut auf die tiefgreifenden stratigraphisch-tektonischen Unterschiede zwischen den Gebieten im Süden und Norden des oberen Weichseltales hin.

Mit der marinen Oberkreide schließt im wesentlichen die Geschichte der transgressiven Meeresbedeckung in Oberschlesien. Das Vordringen der oligocänen Melettaschichten und des mediterranen Miocän trug mehr den Charakter einer Ingression in vorhandene Hohlformen und erstreckte sich nicht mehr auf die

---

[1]) Über alle diese Fragen könnte nur eine genauere Bearbeitung der geologischen Aufschlüsse in Russisch-Polen Antwort geben.

[2]) Siehe Führer in die Grafschaft Glatz, Abschnitt Kreide.

[3]) Es kommen vor bei Jarnowiec an der Pilica in Russ.-Polen: *Belemnitella mucronata*, *Ostrea vesicularis*, *Ananchytes ovata*, *Baculites* cf. *anceps*, *Pecten Nilssoni* (nach FERD. ROEMER).

Gesamtheit des Regierungsbezirks Oppeln. Von Interesse ist das Vorkommen von einer jungmiocänen (ober- oder mittelmiocänen) Braunkohlenformation im Hangenden der mittelmiocänen marinen Gebilde Oberschlesiens.[1]) Man wird, um einen Vergleichungspunkt für dieses Vorkommen zu erhalten, an den Aufschluß im Grundmannschen Zementkalkbruch von Kgl. (früher Polnisch) Neudorf bei Oppeln denken. Hier liegen als Ausfüllung einer flachen Mulde, die in die turonen Zementkalke eingeschnitten ist, zu unterst zahlreiche miocäne Lignitstämme; diese dunkele Lage bildet beinah ein Flöz und hebt sich von weitem gegen die weißen, ungestört lagernden Zementkalke und gegen die darüber befindlichen umgelagerten ebenfalls hellfarbenen Tone scharf ab.

Auf Grund der wohl maßgebenden Säugetierreste nimmt A. Andreae (s. u.) jetzt ein mittelmiocänes Alter der Oppelner tertiären Schichten an. Da die noch nicht näher untersuchten Braunkohlenschichten des Industriebezirkes über marinem Mittelmiocän liegen, stände einer direkten Gleichstellung derselben mit dem Oppelner Vorkommen nichts im Wege.

Eine Umdeutung des Alters der untermiocänen mittelschlesischen und Posener Braunkohlen wird durch den neuen Fund nicht notwendig. Die nieder- und mittelschlesische Braunkohlenformation bildet die direkte Fortsetzung der sächsischen und märkischen Kontinentbildungen, die in beiden Gebieten (ebenso wie in Hessen) marines Oberoligocän überlagern.

Andrerseits bedeckt in Mecklenburg marines Mittelmiocän die etwas ältere Braunkohlenformation, welche sich aus Brandenburg bis hierher fortsetzt. Erst viel weiter westlich ist nach v. Koenen eine jüngere miocäne Braunkohlenbildung auch im mittleren Deutschland bekannt.

Auf den Süden und Südosten weist im ganzen Bereich der geologischen Geschichte nur 1. die Einwanderung der marinen Triasfauna, sowie viel später 2. die Transgression der zweiten Mediterranstufe hin. Für die Brachiopoden, Zweischaler, Crinoiden und Diploporen des alpinen Muschelkalkes ist die Einwanderungsstelle zwischen Oberschlesien und dem Krakauer Gebiet zu suchen. Im ungarischen Mittelgebirge (am Plattensee) und in der Trias der Tatra findet sich noch die rein alpine Entwicklung — in der Tatra allerdings schon mit Einlagerung bunter Keupergesteine zwischen rhätischem Korallenkalk und mitteltriadischem Dolomit; in Krakau und vor allem in Oberschlesien weist lediglich der größere Reichtum an alpinen Meerestieren auf die ozeanische Nähe hin. Bis nach Niederschlesien (*Bala-*

---

[1]) Vergl. den Vortrag von R. Michael in der Eröffnungssitzung.

Geologische Entwicklung der oberschlesischen Platte.

Schichtenbau.	Tektonik.	Vulkanismus.
Löß.		
Eiszeit, eine große Vereisung,		
Obermiocän	Oppelner Bruch.	Basaltausbruch des Annaberges
Transgression d. Mittelmiocän (II. Mediterran-St.)		
Untermiocän: Reste von Landschnecken u. Landsäugetieren a. d. Gegend von Oppeln.		
Oligocän: Melettaschichten.[1])	? ? Orlauer Bruch.	Ältere Eruptivgesteine (Oderberg).
Große Lücke: Eocän.		
Transgression der Oberkreide (ozeanisch).		
Große Lücke (ozeanisch).		
Transgression des Mittl. Jura (nur im Osten von Oberschlesien erhalten).		
Keuper: Süßwasserschichten mit Kohlen.		
Muschelkalk u. Dolomit: Binnenmeer.		
Ob. Buntsandstein: Transgression des deutschen Binnenmeeres.		
Mittl. u. unt. Buntsandstein: scheint zu fehlen.[1])		
Diskordanz.		
	Schwache Faltung.	
Dyas: rote Schiefertone und Porphyrtuffe des[1]) Rotliegenden.		
Steinkohlenformation: Ob.: fehlt.		
Steinkohlenformation: Mittl.: rein kontinental.		
Steinkohlenformation: Unt.: (Sudetische St.) mit marinen Einlagerungen.		
Diskordanz nicht nachgewiesen.		
Unterkarbon: marin.		
Grundgebirge und älteres Paläozoicum nicht aufgeschlossen.		

tonites Jovis ARTH., *B. Ottonis* BEYR.), bis Rüdersdorf *(Balatonites Ottonis mut.)* und Thüringen *(Ptychites dux, Beyrichites)* verbreiten sich die alpinen Gäste, die im größten Teile des germanischen Binnensees fehlen.

Auch die Erzführung des Beuthener Dolomites ist ein Charakterzug anderer Art, der auf die Alpen weist, wo die Dolomite in Raibl, dem Jauken und Deutsch-Bleiberg in Kärnten, von Garmisch und Bieberwier in den nördlichen Kalkalpen nur wenig jünger sind als das Erzgestein Oberschlesiens.

Während die triadische Ingression auf den Südosten deutet,

[1]) Nach einem von R. MICHAEL auf der Versammlung in Breslau gehaltenen Vortrage.

ist die Ingression des miocänen Mittelmeeres (II. Mediterranstufe) direkt von Süden her von dem Wiener Becken am Ostabfall der böhmischen Masse vorbei über die mährische Pforte bis in den oberschlesischen Industriebezirk und darüber hinaus bis zum Annaberg bei Gogolin vorgedrungen.

Die reiche, von A. ANDREAE entdeckte und bestimmte Landfauna von Oppeln deutet ebenso wie die Ausfüllung der Täler und Senken des miocänen Festlandes und die Häufigkeit von Balanen und Austern auf den Abschluß der mediterranen Meeresbucht hin

B.

Ueber den Gebirgsbau Oberschlesiens.

Oberschlesien ist ein Plateau- oder Schollenland, dessen Schichtentafel (vergl. umstehend) die für diese Lagerungsform bekannte und bezeichnende Lückenhaftigkeit aufweist. Noch größer sind die Lücken im Bereiche der Sudeten, wenn man die allein zum Vergleich geeignete Zeit Karbon—Gegenwart in Betracht zieht. Dagegen zeigt die angrenzende Faltungszone der Karpathen die für Geosynklinen bezeichnende Vollständigkeit der ozeanischen Sedimente, die von der Trias bis zum jüngeren Tertiär eigentlich nur in der Mitte der Kreidezeit eine Unterbrechung erfährt. Auf die Verschiedenheit des tektonischen Aufbaues der oberschlesischen Platte und der gedrängten Faltenzonen, Klippen und Kerngebirge der Karpathen braucht nur hingewiesen zu werden. Zwei ausgeprägte, stratigraphisch-tektonische Individualitäten[1]) werden an der Südgrenze Oberschlesiens durch das Weichseltal geschieden. Die einzige tektonische Einwirkung der Karpathen besteht in dem nördlichen Ausstrahlen einzelner Erdbeben, wie desjenigen von Sillein.

Die bemerkenswerteste Erscheinung des oberschlesischen Gebirgsbaues ist die große, N—S verlaufende Gleiwitz-Orlauer Bruchzone, welche das oberschlesische Industriegebiet und die mittlere Steinkohlenformation im Westen begrenzt. Der Schichtenbau Oberschlesiens ist durch flache Lagerung, sowie einige im ganzen O—W verlaufende, wenig ausgeprägte Mulden und Sättel

---

[1]) In tektonischer Hinsicht bestehen in Oberschlesien keinerlei Beziehungen oder Ähnlichkeiten mit den Karpathen. R. MICHAEL, Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. für 1901 S. 386. „Das oberschlesische Bergland ist viel eher als karpathisch denn als sudetisch zu bezeichnen." Wenn in früherer Zeit (1892) eine solche Anschauung möglich war, so erscheint dieselbe nach den neueren, sehr umfassenden Forschungen vor allem UHLIGS als nicht begründet. Man denke nur an die Falten der karpathischen Sandsteinzone, an die Klippen und an die Kerngebirge der Tatra u. a. Auch die stratigraphischen Beziehungen sind geringfügig (Vergl. S. 231.)

gekennzeichnet, welche letztere etwa den zuerst aus dem nordamerikanischen Westen beschriebenen Parmas, den flachen buckelförmigen Schichtauftreibungen, gleichen. Die intrakarbonische Faltung drang nicht bis hierher vor. Die wenig ausgeprägte Faltung des Steinkohlengebirges ist spät-paläozoisch, denn der Buntsandstein der Beuthener Steinkohlenmulde stößt diskordant an den älteren Schichten ab, hat aber seinerseits eine schwächere Einmuldung[1]) erfahren.

Im Osten ist das Gebirge um ca. 1600 m gesunken, und infolgedessen blieben hier die zahlreichen Flöze der mittleren Steinkohlenformation und die ungewöhnlich (8—16 m) mächtigen Sattelflöze erhalten. Im Westen des großen Sprunges sind in dem stehengebliebenen Gebirge nur Schichten der unteren Steinkohlenformation entwickelt.[2])

Die Darstellung der Karte folgt im Osten nicht den hypothetischen Konstruktionen GÄBLERS. Insbesondere beruht die Annahme von einem 4000 m betragenden Verwurf in NW von Oderberg auf einer durchaus unsicheren Unterlage, nämlich auf den Ansichten STURS. Die von C. GÄBLER weiter konstruierte nordwestliche Verlängerung des Orlauer Sprunges bis in die Breite von Breslau ergibt eine dem Sudetenrande parallele Linie und ist nichts anderes als die Grenze des oberflächlichen oder in geringer Tiefe anstehenden Urgesteins gegen das Diluvium; es liegt also näher, diese „Bruchlinie" als den äußeren, durch die Denudation gebildeten Gebirgsrand aufzufassen. Die Bezugnahme auf die „Schütterlinien" DATHES kann die Begründung dieses Bruches ebensowenig verbessern, wie die Erwähnung der Oderberger Porphyre und der Basalte des schlesischen Hügellandes.[3]) Hingegen zeigt ein Blick auf unsere Karte, daß die nördliche Umbiegung des oberschlesischen Bruches in der Gegend von Katscher genau in die Verlängerung der Oppelner Dislokation trifft.

Ein zweiter meridionaler Sprung scheint dagegen weiter westlich das unvermittelte Aufhören der triadischen Schichten

---

[1]) Das Alter derselben läßt sich nicht genau bestimmen; man könnte an kretacisch oder alttertiär denken. Vergl. u. a. GÄBLER, Deutsch-Glückauf (Essen) 1899 S. 470.

[2]) Eine nicht sonderlich klare Zusammenstellung der bergmännischen und geologischen Beobachtungen gibt C. GÄBLER „Die Hauptstörung des oberschlesischen Steinkohlenbeckens in „Glück auf". Essen 1899 S. 461—473 mit Karte.

[3]) Die erwähnten Basalte haben nichts mit den Porphyren zu tun, und die Abhängigkeit der Eruptivgesteine von Brüchen ist umgekehrt durch die Untersuchung der Sedimentgesteine zu erweisen. Man darf nicht jeder Basaltkuppe zu Liebe einen gewaltigen Bruch konstruieren.

Oberschlesiens zu verursachen. Westlich von einer Linie, die aus der Gegend von Leobschütz nach Ober-Glogau, Krappitz und nordwärts nach Oppeln verläuft, ist das altmesozoische Gebirge des Muschelkalkes verschwunden, während jüngeres Mesozoicum — die obere Kreide von Oppeln — unter dünner Pleistocän-Bedeckung die Oberfläche erreicht. Dieselben Oppelner Kreidegesteine (Zement-Pläner und Cenoman-Sand) hat nun W. VOLZ[1] in der Einbruchsspalte getroffen, welche dem Basalt des Annaberges den Ausbruch ermöglichte. Oppeln liegt 150, der Gipfel des Annaberges etwa über 400 m hoch; da die Kreide aber nur dem Einbruch in der Spalte ihre Erhaltung verdankt, ist die ursprüngliche Höhe der Auflagerung auf mindestens 500 m anzunehmen. Eine gleichmäßige Schichtenneigung, welche die um 350 m verschiedene Höhe der Kreideauflagerung erklärt, ist nicht vorhanden.[2]) Die naheliegendste Erklärung ist also ein jüngerer, etwa N-S verlaufender (östlich von Oppeln liegender) Bruch, der dem Neißegraben der Grafschaft Glatz und dem Orlauer Sprung des oberschlesischen Industriebezirkes ungefähr parallel läuft und bei Katscher die nördliche Umbiegung des Orlauer Bruches treffen würde.[3]) Oberflächlich ist in der weithin mit jüngeren „aufgeschwemmten" Bildungen überdeckten Landschaft von diesem Oppelner Bruch ebensowenig etwas wahrzunehmen, wie von dem Orlauer Sprung: denn daß die oberschlesische Muschelkalkplatte jetzt durchgängig größere Höhe[4]) besitzt, als die westlich angrenzenden Gebiete, ist lediglich auf die größere Widerstandsfähigkeit des Kalkes zurückzuführen.

Die Altersbestimmung der beiden oberschlesischen Brüche ist ebenso schwierig wie die der sudetischen Störungen. Der Oppelner Bruch ist allerdings zweifellos postkretacisch; bei dem großen Orlauer Sprung, an dem lediglich Steinkohlenschichten verschiedenen Alters anstoßen, würde höchstens die ungefähre

---

[1]) Dem ich auch den Hinweis auf die genannte Bruchlinie verdanke. Vergl. Diese Zeitschr. 1901 Briefl. Mitt. S. 4.

[2]) Die mehrere hundert Meter mächtigen Keupersandsteine, das Hangende des Muschelkalks, die bei Oppeln und u. a. auch bei Oels erbohrt sind, haben auf dem Annaberg entweder überhaupt gefehlt oder waren bei Ablagerung der Kreide nicht mehr vorhanden. Wenigstens ist in dem Spaltensystem keine Spur dieser bezeichnenden Gesteine gefunden worden.

[3]) Doch ist diese Konstruktion wegen der Lückenhaftigkeit der Aufschlüsse durchaus hypothetisch.

[4]) 300 m im Osten von Königshütte, Trockenberg auf der Tarnowitzer Hochfläche 352 m; im Norden von Leschnitz 800 m; die letzten Muschelkalkhügel bei Krappitz auf dem linken Oder-Ufer messen nur noch 167 m, Oppeln d. h. die Oberfläche des Zementpläners: 150 m über NN.

Parallelität mit jenem für ein jüngeres Alter sprechen. Da ein Zusammenhang des räumlich entfernten Oppelner Bruches und der Eruptivspalte auf dem Annaberg (bei Leschnitz) nicht besteht, so würde von vornherein nur eine gewisse Wahrscheinlichkeit auf das jüngere Miocän als die Entstehungszeit des ersteren hindeuten.

Immerhin weist die folgende allgemeine Erwägung darauf hin, daß für den Oppelner (und evtl. für den östlichen Parallel-Bruch) nur der Anfang des Tertiärs oder der Schluß des Miocän als Entstehungszeit in Betracht kommt. Die neueren Tiefbohrungen in Oberschlesien haben ein eigentümliches Relief der Oberfläche des Steinkohlengebirges enthüllt, das am besten als ein mannigfach gegliedertes Talsystem von oligocänem oder untermiocänem Alter zu bezeichnen ist. Die im Süden vordringende mittelmiocäne Transgression des alten Mittelmeeres (II. Mediterran-Stufe) hat hier an den äußersten Punkten die Unebenheiten des Landreliefs nicht mehr abgeschliffen, sondern ist in sie hineingeflossen. Die alten Täler sind, soweit die bisher vorliegenden Nachrichten[1]) ein Urteil gestatten, teils tektonischen, teils erosiven Ursprungs; die letzteren gehören einem nach NW, nach dem oligocänen Meer Norddeutschlands entwässernden Stromsystem an. Man könnte recht wohl von einer oligocänen Oder als dem eigentlichen norddeutschen „Urstrom" sprechen, die allerdings schon in der heutigen Mark Brandenburg das Meer erreichte. Jedenfalls folgte die oligocäne Oder der nordwestlichen (sudetischen) Richtung, welche den Ober- und Mittellauf des heutigen Flusses kennzeichnet. Vielleicht der merkwürdigste Punkt dieses oligocänen Stromgebietes ist der 1000 m tiefe Cañon bei Orzesche,[2]) der durch Ausfüllung mit den Sedimenten des Miocän-Meeres erhalten geblieben ist. Da der Gebirgsbau die Annahme eines Hochgebirges ausschließt, muß man mit einer Hochfläche der Oligocän- und Miocänzeit rechnen, die im Cañon bis zu dieser Tiefe durchfurcht war. Der Abfluß in diesen Tälern konnte aber nach W und NW nur dann erfolgen, wenn die beiden bedeutenden, im W liegenden Brüche noch nicht vorhanden oder durch Denudation wieder eingeebnet waren. Das geologische Alter des Oppelner Bruches ist also entweder alttertiär (etwa eocän) oder jung-miocän[3]).

Ein alttertiäres Alter des Bruches wird nun durch die

---

[1]) GÄBLER, Zeitschr. f. prakt. Geologie 1897 S. 4 und die Bohrergebnisse bei EBERT, Abhandl. Kgl. Preuß. geol. L.-A. N. F. 19.

[2]) Die Oberfläche des Steinkohlengebirges liegt bei Orzesche 850 m über NN, wenige Kilometer südöstlich 654 m unter NN.

[3]) Das Pliocän, aus dem größere Dislokationen nicht bekannt sind, kommt wohl kaum in Betracht.

geographische Verbreitung der mittelmiocänen Transgression ausgeschlossen, die bis auf die oberschlesische Muschelkalkplatte, aber nicht bis in das nordwestlich gelegene Land reicht. Schon in der Gegend von Oppeln beginnt das im Süßwasser gebildete Untermiocän Norddeutschlands. Das Ende der Transgression fällt ungefähr mit der Lage des Bruches, d. h. mit der nordwestlichen Neigung der heutigen Landoberfläche zusammen. Allerdings wäre an sich die Möglichkeit gegeben, daß im Laufe des Alt-Tertiärs ein in dieser Zeit entstandener Bruch oberflächlich vollkommen wieder eingeebnet würde. Aber im vorliegenden Falle ist das nicht denkbar, da die südöstliche Scholle aus harten Kalkbänken, die nordwestliche aus leicht verwitterndem Mergelkalk besteht. Der Oppelner Bruch ist also nach der mittelmiocänen Transgression, wahrscheinlich im Obermiocän entstanden. Wie oben auseinandergesetzt wurde, ist auch der Basaltausbruch des Annaberges zeitlich nach der mittelmiocänen Transgression erfolgt. Das obermiocäne Alter desselben ist um vieles wahrscheinlicher, da nur der Basaltkern des alten Vulkanschlundes, aber keine Spur des Kraterberges erhalten ist. Bei einem jüngeren (pliocänen) Alter der Eruption wäre eine so vollkommene Zerstörung des Eruptivgebildes unwahrscheinlich.

Wir gelangen also auf zwei verschiedenen Untersuchungswegen zu demselben Ergebnis, daß zum mindesten eine *große* Dislocation Oberschlesiens ungefähr gleichzeitig mit dem nordöstlichsten Basalt-Ausbruch Europas im Obermiocän erfolgt ist.

Doch beweist eine ältere Beobachtung Ferd. Roemers, der im Leithakalk von Oderberg, d. h. im Mittelmiocän Basaltgerölle nachwies, daß die Eruptionen auch hier schon früher begonnen hatten.

Der westliche Teil Oberschlesiens wird von zwei Brüchen verschiedenen Alters und verschiedener Entstehungsart begrenzt: An dem sudetischen Randbruch hat eine Aufwärtsbewegung des Gebirges, an dem Oppelner Bruch aber eine Senkung der westlichen Kreidescholle stattgefunden. Aus beiden Gründen erscheint eine durch Vergleichung der Höhenlage der Kreide bei Oppeln (untere Grenze des Zement-Pläners ca. 100 m) und der schlesischen Gebirge (größte Höhe der mit Oppeln übereinstimmenden Stufe 1000—1200 m) ausgeschlossen.

Zusammenfassung.[1])

1) Die intrakarbonische Hauptfaltung, welche Oberschlesien unberührt läßt, bedingt die Umbiegung der Gebirge aus

[1]) Übersicht der geologischen Bildungsgeschichte s. o.



Formation	Tektonische Ereignisse	Eruptionen	Meeresbewegungen u. Sedimentbildung
Gegenwart ↑ Eis-zeit: Riesengeb. nördl Täler (Hirschberg, Glatz, Grüssau); Endzungen des Landeises.	Erdbeben ↑ Heutige Erdbeben		
Tertiär: Obermiocän und Pliocän ohne Ueberlieferung Untermiocän		↑	Die Mittelschlesische Braunkohlenformation ist nur in der Ebene u. d. Vorbergen bekannt.
Tertiär: Oligocän	Bruch-Schollen- und Muldenbildung im Sudetengebiet (Lausitz, Lähn, Löwenberg, Neissegraben, Sudet. Randbruch etc.)	Basalteruptionen im schles. Hügellande vereinzelt im Gebirge (Schneegruben Landeck).	
Tertiär: Eocän: ohne Ueberlieferung			
Ob. Kreide			Ozeanisch. Transgression: allgem. Verbreitung von Quadersandsteinen u. Pläner.
Ält. Mesozoicum	Fehlen der Überlieferung im Süden und auf der Innenseite der Sudeten.		(Untere und mittlere Trias, nordische Transgression des Zechsteins) nur am Nordrand des Gebirges.)
Dyas	Nachsacken der Mulden und Eruptionen von Melaphyr (jünger) und Quarzporphyr (älter) in der Schönauer und Waldenburger Mulde.		
Ob. Karbon		(Da Porphyre sowohl als Gänge wie Laccolithen im Oberkarbon auftreten, sind sie wahrscheinlich dyasisch).	Steinkohlenbildung in einer Senke des Gebirges.
	Intrakarbonische Faltung	Granitintrusionen (Tiefengestein)	
Unt Karbon			

Marines Devon und Obersilur sind im Ganzen unvollständig ausgebildet. Präkambrische Urschiefer (Phyllite) besitzen lokale Verbreitung, ebenso basische Tiefengesteine (Gabbro) unbestimmten Alters. Das Grundgebirge (Gneis und Glimmerschiefer) ist in großer Mächtigkeit und Verbreitung aufgeschlossen.

der erzgebirgischen (NO-) in die sudetische (NW-) Richtung und aus dieser wieder in die N-S-Richtung der Ost-Sudeten: Paläosudetische Schlinge.

2) Postume jungpaläozoische Faltungen lassen in den Sudeten die großen Mulden des Südens (Waldenburg) und des Nordrandes (Löwenberg-Schönau) entstehen und dürften etwas jünger sein als die Massen-Ausbrüche des Rotliegenden. Etwa gleichzeitig mit den postumen sudetischen Faltungen erfolgt die Mulden- und Sattelbildung in Oberschlesien.

3) Die oligocäne (postkretacische) Bruchbildung folgt im wesentlichen der Richtung der alten Falten, so die Nord-Süd-Brüche im O (der Orlau-Gleiwitzer Bruch und der Neißegraben) und die dem sudetischen Streichen gleichlaufenden Brüche im W: der sudetische Randbruch, an dem eine Hebung der alten Sudetenscholle erfolgt ist, der Parschnitz-Cudowaer Bruch und die Lausitzer Überschiebung, welch letztere mit Hinneigung zu der erzgebirgischen Richtung nach WNW umbiegt.

4) Der Oppelner Bruch ist ebenso wie der östlichste Basaltkegel Oberschlesiens im Obermiocän entstanden, die übrigen Basalte sind größtenteils wohl älter.

---

[1]) Die letzten Ausläufer der tektonischen Bewegungen sind die Erdbeben der Gegenwart.

Die Nachmittags-Exkursion nach Trebnitz.[1])

Von Herrn F. FRECH.

Hierzu Taf. XXVIII—XXXI u. 2 Textfig.

Das sog. Katzen-Gebirge, welches sich in einiger Entfernung vom rechten Oder-Ufer zwischen Trebnitz, Obernigk und Winzig ausdehnt, ist vielleicht wegen seines wenig ansprechenden Namens von der geologisch-geographischen Forschung etwas stiefmütterlich behandelt worden. Immerhin erheben sich die Hügel 150—160 m über die nähere Umgebung, und die Grenze des anmutigen Höhenzuges mit seinen abwechslungsreichen Hügelformen ist gegenüber der flach-welligen Diluvial-Landschaft nördlich und südlich von Trebnitz — z. B. bei Hochkirch, Ober-Glauche und Skarsine — recht scharf ausgeprägt.

Ferner läuft die WNW—OSO-Richtung des Höhenzuges dem sudetischen Gebirgsrand im wesentlichen parallel, und die sämtlichen niederen Höhenrücken auch des linken Oder-Ufers zeigen übereinstimmende Richtung. Endlich wurde in geringer Entfernung im SO anstehendes Gestein (Keuper bei Groß-Zöllnig) in der unerheblichen Tiefe von 125 m bei einer Bohrung auf Steinkohle angetroffen, und die Ausläufer sudetischer Erdbeben strahlen gerade in dieser Gegend am weitesten in die Ebene aus (bis Militsch und Bernstadt). Es kann somit keinem Zweifel unterliegen, daß das Katzen-Gebirge der äußerste und niedrigste kurze Parallelzug der Sudeten ist.

Die folgende Schichtentafel des rechten Oder-Ufers gibt zugleich einen Begriff von der Entwicklung der geologischen Formationen in der gesamten Umgegend von Breslau:

---

[1]) Vergl. FRECH, Über glaciale Druck- und Faltungserscheinungen im Oder-Gebiet. Zeitschr. Ges. f. Erdk. Berlin 36. 1901, S. 219 ff.

Schichtentafel der tertiären, quartären und jüngeren Bildungen nördlich von Breslau.

(Sektionen der Meßtischblätter 1/25 000: Breslau, Wiese und Trebnitz.)

IV. Alluvium der Täler (**10**), Torfmoore (**9**) und Dünen (**8**).

III. Postglacial: Jungdiluvium, (früher Alt-Alluvium)

b) der Höhenzüge: Löß (Klein-Totschen) mit Steinsohle 7

a) des alten Odertales: Geschiebefreier Lehm (Ziegeleien von Rosenthal) 6

Talsand (z. B. zwischen Protsch und Oswitz) bildet zwischen Ohlau und Breslau den wasserführenden Horizont für die neue Breslau versorgende Wasserleitung 5

II. Quartär; nur Ablagerungen einer einzigen Eiszeit vorhanden:

b) oberer Diluvialsand (bräunlich oder gelblich, reich an Geschieben; z. B. bei Wiese) 4

a) Geschiebelehm, braun und dunkelbraun, reich an großen Geschieben, mit einer Lage von aufgearbeitetem Tertiär an der Basis, lokal mit Einlagerungen von Geschiebesand und Bänderton 3

I. Tertiär: Untermiocän, (anderwärts z. B. bei Liegnitz als Braunkohlenformation):

b) Blaugrauer und brauner (*Brauneisensteinknollen*). Letten ohne Geschiebe, stellenweise reich an Kalkkonkretionen 2

a) Schneeweißer, feinkörniger Sand ohne Geschiebe 1

Für die Oberflächenformen kommt das Tertiär nirgends in Frage; die eigentliche Hügellandschaft bei Trebnitz und Ober-Glauche, deren Kern aus Tertiär besteht, ist derart von *Löß* überkleidet, daß nur zuweilen der Geschiebelehm, niemals aber das Tertiär die Oberfläche bildet. Auch in der Diluvial-*Land*schaft reicht das Tertiär oft weit empor. So wird bei Kapsdorf der Tertiär-Ton schon in 4 m Tiefe unter diluvialem Geschiebelehm angetroffen.

Landschaftlich lassen sich somit nur drei Typen unterscheiden:

1. Die vollkommen flache, zuweilen durch Dünen und Moore unterbrochene Ebene des jetzigen und des alten Oder-Tales (III und IV).

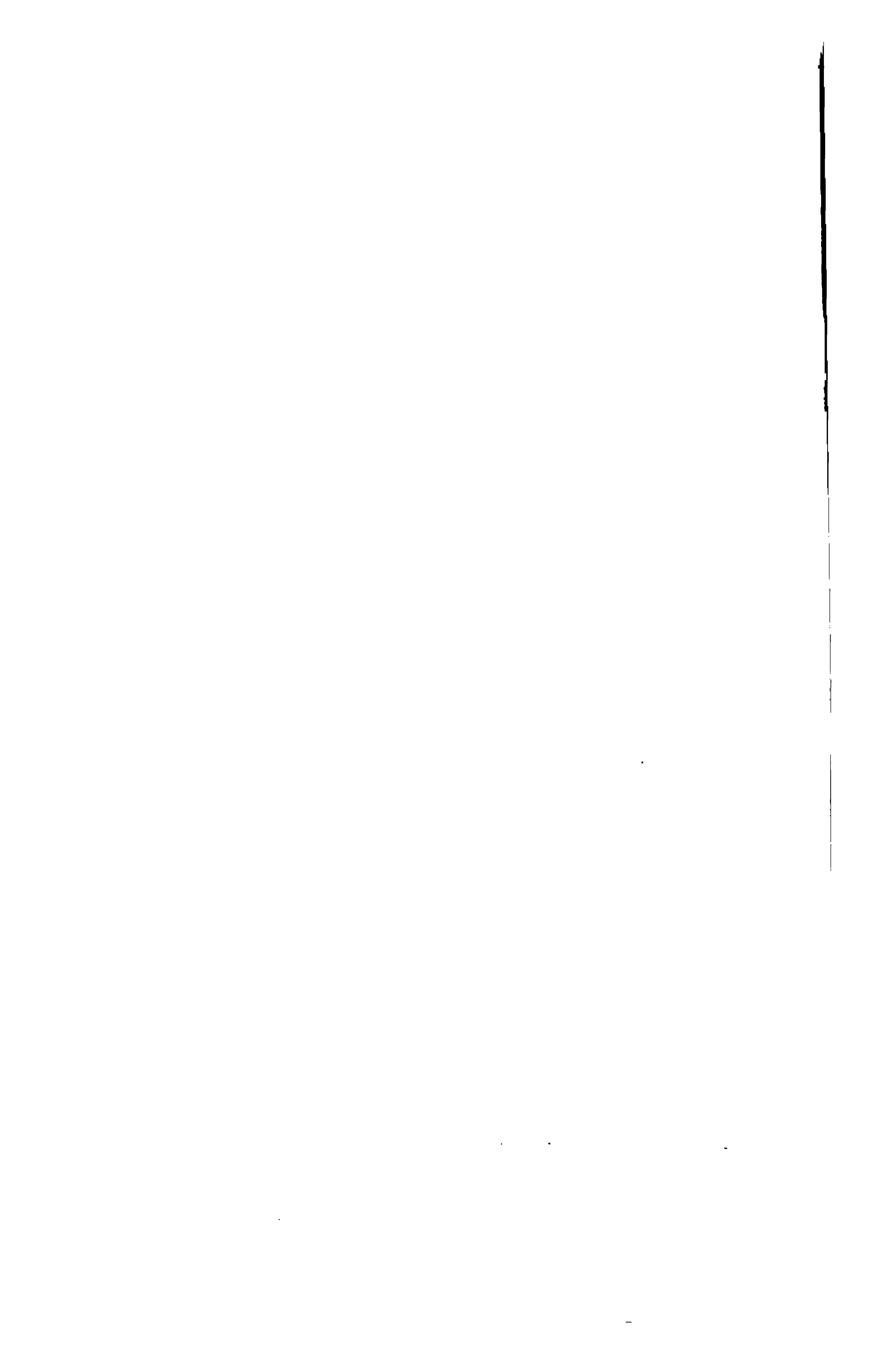
2. Die flachwellige Diluvial-Landschaft, deren



Normalprofil des Trebnitzer Tertiär und Quartär in der Ziegelei an der Breslauer Chaussee.

1 Tertiärsand, als tiefstes Glied, ist etwas weiter im SO mächtig aufgeschlossen und außerdem zwischen 2 und 3 eingefaltet. 2 Tertiär-Ton blau, oben sehr deutlich geschichtet und durch Sandeinlagerungen (punktiert) unterbrochen, in der Mitte mit einer durch Toneisenstein braun gefärbten Lage. 3 Geschiebelehm, oben mit einer Lage von Kalkkonkretionen (schwarze Punkte: „Lößkindel“ mit Septarienstruktur). 4 Löß, oben auskeilend, auf dem unteren Teile des Abhanges (weiter im NW) 5—6 m mächtig.

J. F. Starcke, Berlin W.





Glaciale Druckerscheinungen nördlich von Trebnitz (Militscher Chaussee, Sommer 1898).

1 Sand des Tertiärs, oben von starkgefalteten Letten- und Brauneisensteinschnüren durchsetzt, unten (2 m) rein, kreuzgeschichtet, bildet ursprünglich das Liegende des Lettens und ist über diesen geschoben.

2 Blaugrauer Letten des Tertiärs, reich an Brauneisenstein und Eisenocker.

3 Diluvialer brauner sandiger Geschiebelehm, unten lokal schokoladenbraun mit vielen Geschieben. Mächtigkeit (auf der Höhe 1,60—1,85 m) unregelmäßig nach N bis auf 6 m und mehr anschwellend.

Geschiebelehm und Tertiärsand verquetscht.

Die Richtung der glacialen Faltung verläuft von NO nach SW. — Q = Quelle.

J. F. Starcke, Berlin W.



Erklärung zu Tafel XXX und XXXI.

Keil von Geschiebemergel im östlichen Stoß der Tongrube nördlich von Trebnitz (aufgeschlossen während des Besuches der Deutschen Geologischen Gesellschaft am 17. September 1904.)

Wie bedeutend die Änderungen sein können, die durch den Abbau weniger Meter in einer Lehmgrube entstehen, zeigt der Vergleich des Übersichtsbildes Tafel XXIX mit der Tafel XXX, Taf. XXX entspricht einer Ausschachtung von 10 m im Vergleich zu Taf. XXIX. Die beiden in verschiedener Größe wiedergegebenen Ansichten, Tafel XXX und XXXI stellen den Aufschluß oberhalb der Quelle Q dar. Diese nur zehn Meter betragendeVertiefung hat genügt, um innerhalb des verquetschten Tonbandes oberhalb der Quelle einen ca. 20—30 cm mächtigen Keil von Geschiebemergel freizulegen, von dem vorher keine Spur vorhanden war. Der jederseits scharf zugespitzte Keil ist in der Ansicht XXXI in ca. $^1/_{11}$ natürlicher Größe dargestellt. (Die vorstehende photographische Wiedergabe beweist die Möglichkeit bedeutender Änderungen des geol. Bildes infolge geringfügiger Fortschritte des Abbaues. Verfasser muß daher auch gegenüber einem neuerdings geäußerten Zweifel betonen, daß die von ihm s. Z. bei Finkenwalde beobachteten Profile vollkommen den 1899 photographierten und gezeichneten Ansichten entsprechen. Daß WAHNSCHAFFE im Jahre 1898 und dann wieder 1902 und 1903 anders aussehende Aufschlüsse beobachtet hat, sei deshalb in keiner Weise bestritten. Nur in meiner Höhenangabe der Grube Katharinenhof ist ein Druckfehler vorgekommen; auch die Einheitlichkeit der Geschiebemergel ist mir jetzt wahrscheinlich (Vergl. Monatsber. der Deutschen geol. Ges. 1904 S. 24—29.)



Sand

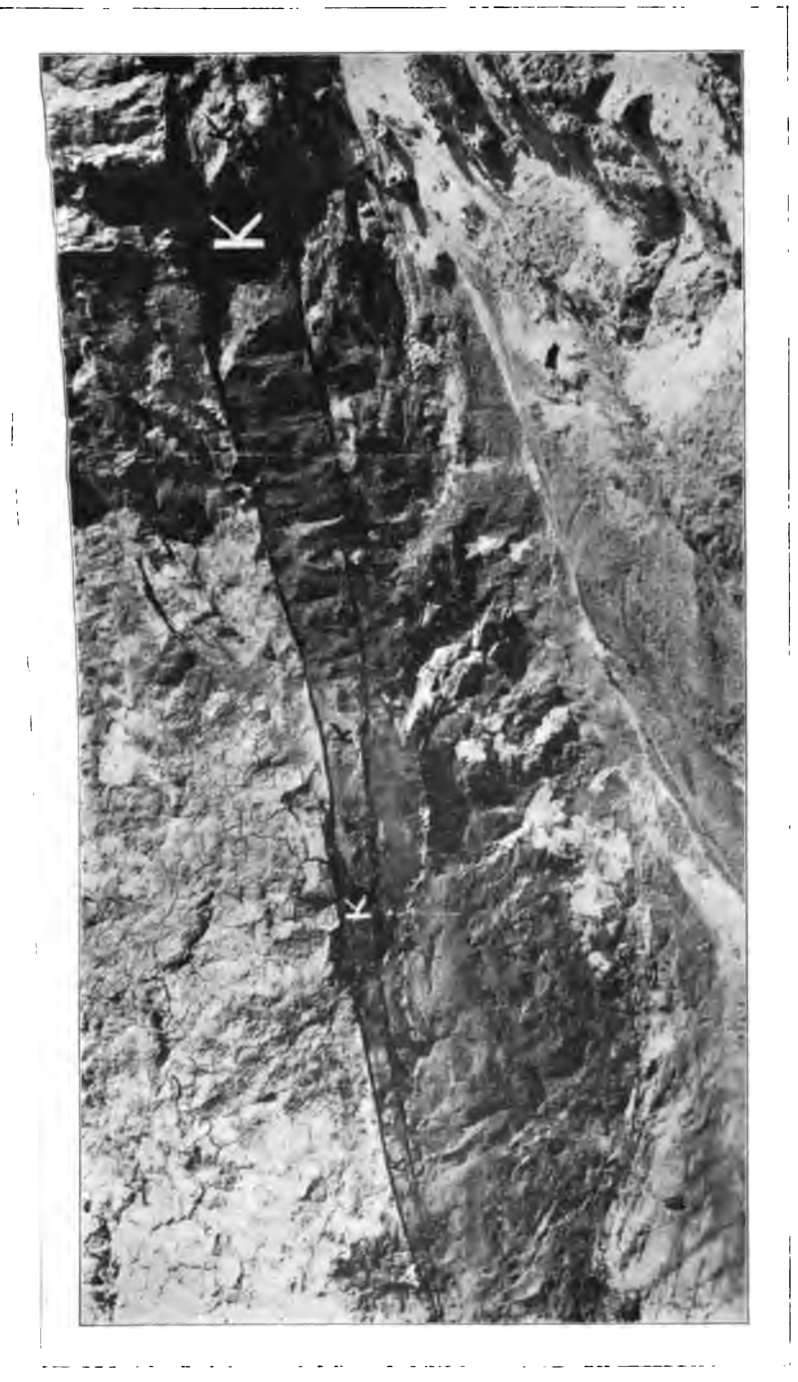
Ton

Sand

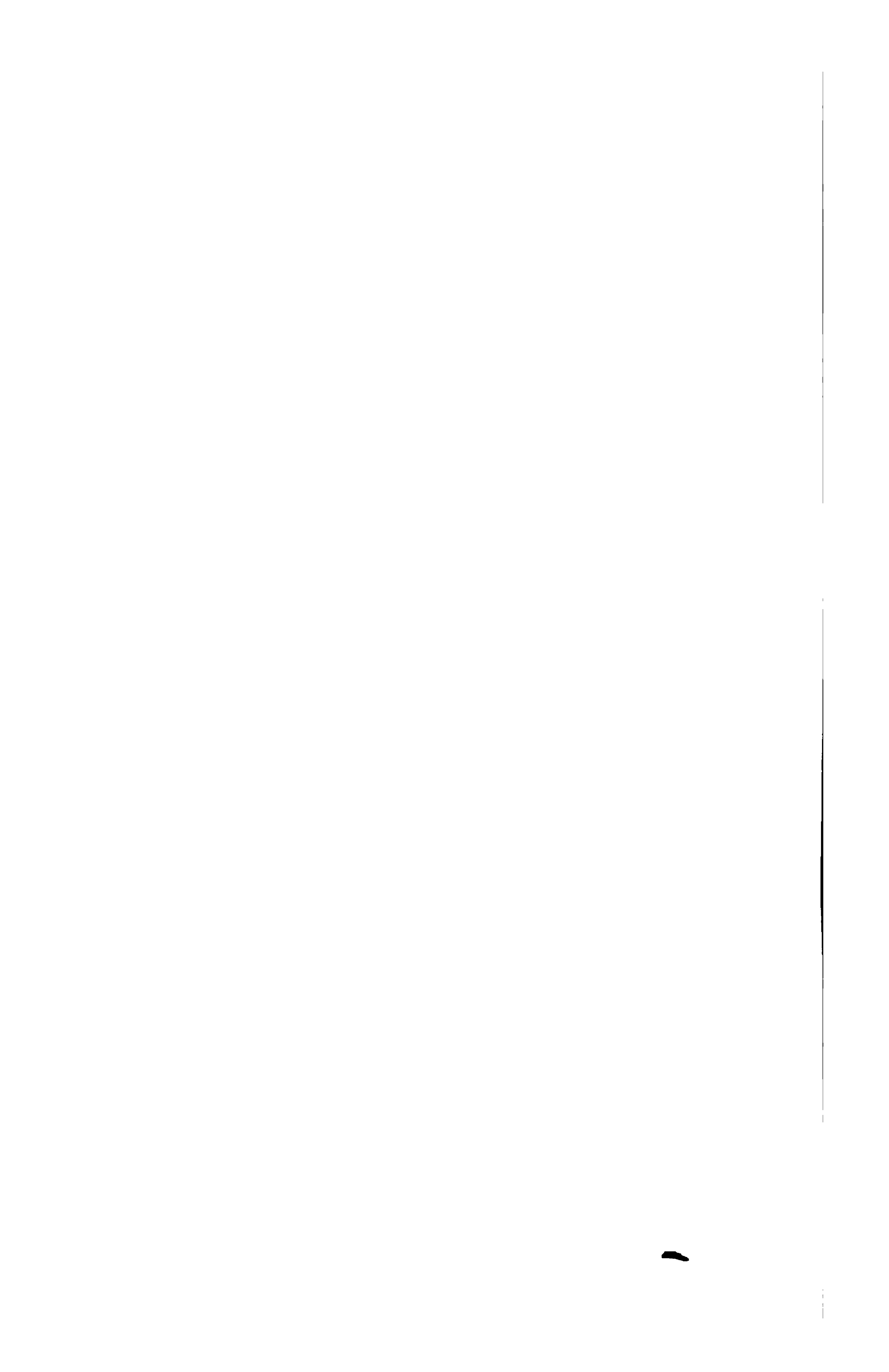
Flammenton gefaltet

Der Keil (K) von Geschiebemergel im verquetschten Flammenton.

J. F. Starcke, Berlin W.



J. F. Starcke, Berlin W.



berfläche abwechselnd aus Geschiebesand und -lehm besteht
ıd zwar derart, daß der Sand häufig die Höhe, der Geschiebe-
lım die Senkungen zwischen den Hügelwellen bildet (Wiese).

3. Der Höhenzug um Trebnitz, dessen wechselvolle
berfläche durch sanftere, allmählich ansteigende Hügel und steilere,
ber kurze Abhänge gekennzeichnet und vor allem durch die
Erosion modelliert worden ist. Die auf den Gehängen bis auf
5—8 m anschwellende Mächtigkeit des Lösses läßt hier die be-
kannten Hohlwege und kleinen Abhänge entstehen, welche man
m mitteldeutschen Berg- und Hügelland so häufig findet, im Ge-
biet der Ebene aber sonst vergeblich suchen würde.

Die weiteren Fortschritte des Abbaus in der nördlichen Ziegelei an der Breslauer Chaussee bei Trebnitz erfordern eine Ergänzung[1]) zu der soeben wiederholten, im Jahre 1901 gegebenen Darstellung. Besonders bedingt das Auftreten von Geschiebesand und Bänderton als Einlagerung im Geschiebelehm eine Vervollständigung der bei Trebnitz bekannten Schichtenfolge.

Schon von weitem deutlich sichtbar, heben sich die schokoladenbraunen Tone als dunkles, den ganzen Aufschluß durchziehendes Band von dem helleren Geschiebelehm ab. Dieser Bänderton stellt eine deutliche Einlagerung der Grundmoräne dar. Zwischen Geschiebelehm und Ton lagern feine, gelblichweiße Sande mit äußerst deutlicher, regelmäßiger Schichtung.

Die Sande zeigen im Liegenden eine Mächtigkeit von 0,20 bis 0,30 m und im Hangenden von ca. $^1/_2$ m. Nur im nördlichen Teile des Aufschlusses ist der liegende Sand mächtiger als der hangende. Die Bändertone führen zwar im nördlichen und im südlichen Flügel der Grube ihren Namen nicht mit Recht, da dort die im mittleren Teil beobachtete Bänderung gänzlich fehlt, doch zeigen sie die für die glacialen Tone der Trebnitzer Gegend bezeichnende Porosität und sandige Beschaffenheit. Tertiär-Ton ist im Gegensatz hierzu dicht und fett. Die Farbe des Bändertons ist im nördlichen Teil dunkel, bräunlich, im südlichen mehr grau-grün. Das Tonlager ist nicht einheitlich, sondern zeigt im Süd-Flügel eine Unterbrechung; die obere und untere Sandlage vereinigen sich also hier zu einer Mächtigkeit von ungefähr $^3/_4$ m. Noch weiter nach Süden keilt der Sand aus, und der nun auftretende grünlich-graue Bänderton bildet hier allein die obere Kante des glacialen Quartärs und wird unmittelbar von Löß überlagert. Auf dem Gegenflügel ist der dort früher aufgeschlossene Löß jetzt gänzlich abgetragen.[2])

[1]) Nach Beobachtungen von Herrn cand. geol. KURT PRIEMEL.
[2]) Siehe Abbildung.

Die bisher nur in den oberen Horizonten beobachteten, auf Konzentration des Kalkgehalts zurückzuführenden Lößpuppen wurden durch den weiteren Fortschritt des Abbaus in allgemeiner Verbreitung innerhalb des Geschiebelehms gefunden.

Die Einlagerung von Bänderton und Geschiebesand in den Geschiebelehm stellt ein typisches intermoränisches Profil dar und dürfte auf eine rein lokale Oscillation des Gletscherstandes zurückzuführen sein. Die Geschiebesande sind die Ablagerung der Schmelzwässer des zurückweichenden Eises, während die Tone als Absatz aus stehenden Wasserlachen aufgefaßt werden müssen. Ein erneuter Vorstoß des Eises bedeckte später die fluvioglacialen Gebilde wieder mit Grundmoräne.[1])

I. Glaciale Faltungen und Druckerscheinungen.

Das Inland-Eis hat auf der Nordseite des schon vorhandenen Höhenzuges eine Reihe komplizierter Störungen hervorgerufen. Im wesentlichen wurde die normale Schichtenfolge des Tertiär

oben: Ton
unten: Sand

umgekehrt, sodaß im Gegensatz zu dem Normal-Profil in der Gieseschen Ziegelei der Ton überall das Liegende und der schneeweiße Tertiärsand das Hangende bildet.[2])

Die in liegende Falten umgewalzten Tertiärschichten waren offenbar beim Herannahen des Eises noch nicht gefroren und wurden von dem Druck einer anfänglich schwächeren Eismasse (100—200 m) disloziert; zuweilen sind hierbei auch lange Keile von Geschiebelehm und untergeordnetem Diluvialsand in das Tertiär eingeschoben. So beobachtete ich 1899 in der Ziegelei nördlich von Trebnitz eine tief eingefaltete Mulde von Geschiebelehm, welche z. T. unter das Tertiär eingriff, aber mit der Decke des Geschiebelehms zusammenhing. Im Frühjahr 1901 war ein etwa 10 m langer, 0,70—0,80 m mächtiger Keil im westlichen Teil der genannten Ziegelei aufgeschlossen. Auf Taf. 28 (1901) erkennt man deutlich, daß diese keilartige Einfaltung

[1]) Die Annahme zweier Vergletscherungen, die das schlesische Flachland bedeckt hätten, entspricht den tatsächlich vorliegenden Beobachtungen nicht. Die meisten Profile — z. B. in Mittelschlesien — zeigen über Tertiär nur Geschiebemergel und darüber einen Sand. Ein zweiter Sand im Liegenden des Geschiebemergels (wie er z. B. bei Bielschowitz unweit Zabrze und bei Petersdorf in der Nähe von Gleiwitz beobachtet wurde) ist lediglich als das Zeichen der herannahenden einen Vereisung zu deuten und enthielt bei Petersdorf das Mammut *(E. primigenius)* sowie den seltenen *E. trogontherii*; der fast niemals fehlende obere Sand ist das fluvioglaciale Rückzugsgebilde.

[2]) Siehe Abbildung u. auch t. 27; 1901.

durch eine Kappe von Tertiärton und Sand von der zusammenhängenden Decke des Diluviums getrennt ist. Der Keil war also offenbar schräg von unten nach oben in das Tertiär eingepreßt, das sich über ihm aufwulstete.

Die Entstehung schräger oder liegender Falten wird ferner begünstigt durch die ursprünglich vorhandene Wechsellagerung von Lehm und Sand.

II. Abhobeln des gefrorenen Untergrundes durch den Gletscher.

Nach der ersten Phase des Aufpflügens und Faltens der tertiären Unterlage vergrößerte sich die Last des Inlandeises und erreichte allmählich ihre Maximalmächtigkeit von 600—800 m. Gleichzeitig fror der Untergrund — etwa wie in dem heutigen Sibirien — zu einer aus gefaltetem Tertiär und aus Lehmkeilen bestehenden harten Masse zusammen. Nach dem Durchfrieren trat die faltende Wirkung, die das Eis auf den Untergrund ausübt, zurück; die weitere Einwirkung läßt sich kurz als ein „Abhobeln“ kennzeichnen. Daher ist in allen südlichen Aufschlüssen, sowie in der Mehrzahl der nördlichen Profile die Grenze zwischen Geschiebelehm und Tertiär scharf wie mit dem Messer gezogen. (Siehe Abbildung.) Nur in einzelnen Teilen der Giese'schen Ziegelei[1]) sind Übergangsgebilde aufgeschlossen, die aus verfaltetem Tertiär, Geschiebelehm und -sand bestehen; die lokale Einpressung[2]) von braun- und blaugestreiftem Bänderton ist ebenfalls der zweiten Phase zuzurechnen.

Die Tatsache, daß der ganze Trebnitzer Höhenzug noch jetzt im Antlitz der Landschaft deutlich hervortritt und nicht während der späteren Phase des Eisdruckes abgehobelt wurde, ist wohl ebenfalls dem Durchfrieren zuzuschreiben. Auch die sehr verschiedenen Mächtigkeiten, welche der Geschiebelehm in kurzen Abständen erkennen läßt ($^1/_2$—1—4—8 m in der Giese'schen Ziegelei), deuten weniger auf postglaciale Denudation als auf ursprüngliche ungleichförmige Ablagerung auf dem unebenen Untergrunde hin.

Zusammenfassung über die glacialen Faltungs- und Überschiebungs-Erscheinungen.

Überall läßt sich auf der Stoßseite des Gletschers die Beobachtung machen, daß eine Faltung und Stauchung des plastischen (noch nicht durchgefrorenen) Untergrundes vornehmlich bei ge-

---

[1]) Vergl. t. 28, 1901.
[2]) t. 11.

ringerem Eisdruck, d. h. bei kleineren Gletschern oder im B[illegible] des Vorrückens von Landeis, erfolgt (Trebnitz, Finkenwald[illegible] Stettin). Nach vollkommenem Durchfrieren[1]) des Bodens bei wachsendem Eisdruck wirkt das Landeis nicht mehr entfa[illegible] sondern überschiebend und abhobelnd.

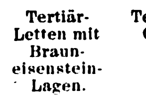
Die Profile der Glacialfaltung erinnern daher in verklein[illegible] Maßstabe an tektonische Durchschnitte, in denen eine frühe[illegible] faltete Unterlage durch eine später entstandene Überschieb[illegible] fläche von der aufgeschobenen Scholle getrennt wird.

---

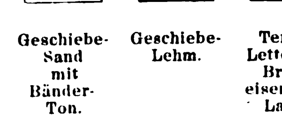
[1]) Über den erkaltenden Einfluß des Gletschereises auf de[illegible] grenzenden Boden vergl. u. a. E. v. DRYGALSKI, Verhandl. VIII. Deutschen Geographentages, Berlin 1889 und Zeitschr. d. [illegible] f. Erdk. zu Berlin, 1892, S. 57.



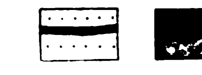
Fig. 1. Ziegelei an der Breslauer Chaussee bei Trebnitz.
Sommer 1904.



Geschiebe-Sand mit Bänder-Ton.



Geschiebe-Lehm.



Tertiär-Letten mit Brauneisenstein-Lagen.

Tertiärer Quarz-Sand.

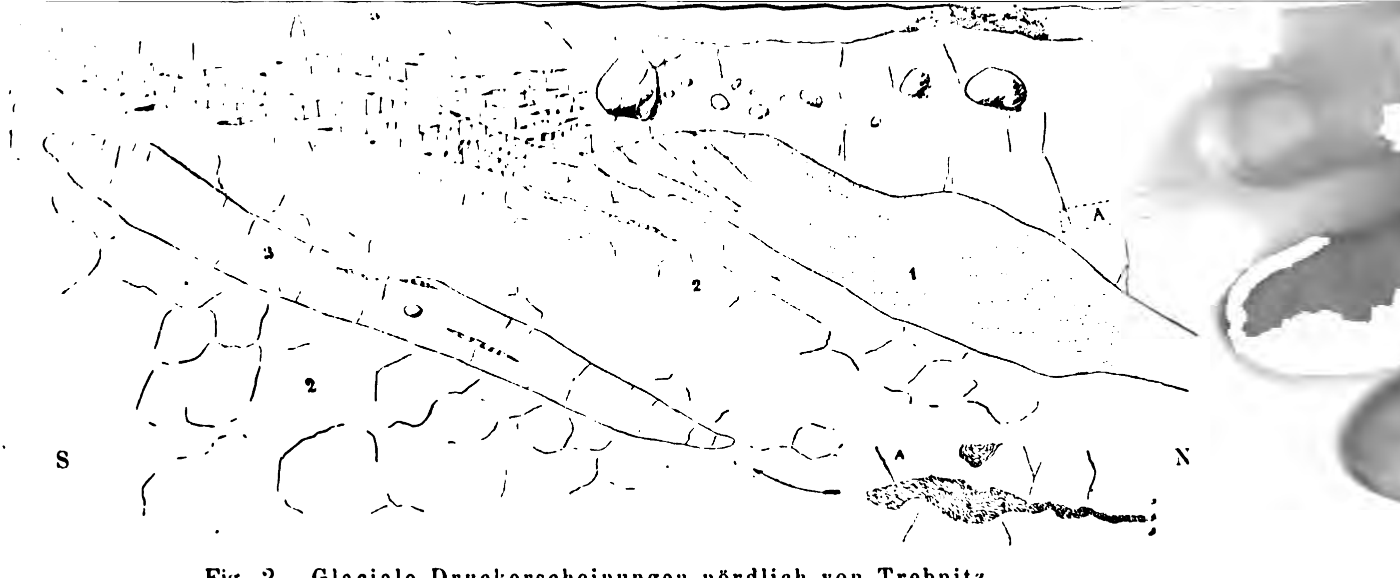


Fig. 2. Glaciale Druckerscheinungen nördlich von Trebnitz.

(Giese sche Ziegelei an der Militscher Chaussee, Frühjahr 1901.)

Der Tertiärsand (1), das normale Liegende des Tertiärtons (2), ist überschoben und z. T. in den Sand hineingepreßt, z. T. an der Grenze von Geschiebelehm (3) und Ton in schmale Fetzen ausgewalzt (südlicher Teil des Bildes oben). Der Geschiebelehm, der (in der Mitte des Bildes) Geröllstreifen (o o o o) einschließt, greift in 0,8 – 0,9 m mächtigen, 10 m langen, zahlreichen, schmalen und in einer größeren Zunge in den Tertiärton ein. Diese von Geröllstreifen und größeren Geschieben durchsetzte Zunge ist durch eine — den oberen südlichen Teil des Bildes einnehmende — Kappe von Tertiärton vollkommen von der Decke des Geschiebelehms getrennt und daher schräg von unten nach oben — entsprechend der Pfeilrichtung — in den Ton eingepreßt. Breite des Bildes ungefähr 15 m. Rechts unten eine Einzelheit (A) aus der nördlichen Fortsetzung des Aufschlusses: Zwei Fetzen von glacialem Bänderton.

Kurzer Ueberblick über das Miocän von Oppeln i. Schles. und seine Fauna.

Von Herrn A. ANDREAE.

Hierzu 1 Textfig.

Die Miocänschichten von Oppeln haben seit zwei Jahren durch reiche Fossilfunde die Aufmerksamkeit der Geologen und Paläontologen auf sich gelenkt. Die Fauna ist, soweit die Binnenconchylien in Betracht kommen, zunächst veröffentlicht, in bezug auf die Wirbeltiere und Pflanzen ist das Studium noch nicht abgeschlossen und dürfte das Material sich hier auch noch in Zukunft durch neues Material andauernd vermehren. Es wurde gewünscht diesem Führer eine knappe Übersicht der Fauna und des Vorkommens der Miocänschichten bei Oppeln einzuverleiben und diese nicht nur auf das schon bekannte Publizierte zu beschränken, sondern sie auch auf die neuen Funde, soweit als möglich, auszudehnen, welche jedoch noch in diesem Jahre als III. Beitrag zur Miocänfauna von Oppeln in den Mitteilungen des Roemer-Museums in Hildesheim (No. 20) erscheinen sollen.

Das Vorkommen findet sich in den großen Zementkalkbrüchen, Turonen Alters, bei Königl. Neudorf unweit Oppeln. Das Material, welches die reiche Fauna enthält, ist ein harter, bröckeliger, sehr heller, grauer Tonmergel, oft vermengt mit Kalkbröckchen. Er besteht aus umgelagertem Scaphitenpläner, worauf die in ihm reichlich enthaltene sekundäre Plänerfauna hindeutet. Dieser Mergel lagert in Klüften des Turonpläners, bedeckt aber außerdem noch, nach gütiger Mitteilung des Herrn Dr. BÄRTLING als kleine Mulde die Oberfläche der Kreide.[1]) — Der an Ort und Stelle aufgearbeitete und umgelagerte Scaphitenpläner unterlag sicher keinem weiten Transport, sondern bildete unterstützt von Quellsintern und hier noch nicht näher untersuchten Algenkalken das miocäne Depositum, das eine terrestrische und limnische, nicht fluviatile, Fauna enthält. —

Die Binnenconchylien sind folgende:

---

[1]) Nachtrag. Als ich am 15. 9. 04 zum erstenmal das Profil bei Oppeln selbst untersuchen konnte, bildete das Miocän eine stellenweise an 6,5 m mächtige muldenförmige, diskordante Auflagerung über der erodierten Oberfläche des Pläners. Der bröcklige Miocänmergel war ganz mit wirr gelagerten Plänerstücken erfüllt, ohne deutliche Schichtung, aber er zeigte gelegentlich dunkle braunkohlenreiche Schmitzen und auch Partieen und Bänder, die ganz von zerdrückten Landschneckenschalen erfüllt waren.

Landschnecken.

Daudebardia praecursor m. Die erste **bekannte** fossi
dieser kleinen lebhaften Raubschnecken. **Häufig**.

Oleacina (Boltenia) sp. Eine Raubschnecke.

Oleacina (Salasiella) fossilis m. Von **zentralamerikan**
Habitus. Eine Raubschnecke.

Ennea oppoliensis m. Typus und *var.* ***turrita*** m. Früh
Coryna gestellt.

Vitrina (Semilimax) intermedia Rss. nebst ***var. crassitesta*** K
Sansania crassitesta (Reuss). Diese und **die** **beiden** folg
sind Nacktschnecken mit innerem Gehäuse. **Alle** *sind* L

Limax crenatus n. sp.

Amalia oppoliensis n. sp. Typus und *var.* n. ***ancyloides***

Archaeozonites subangulosus (Benz). **Häufigste Art** bei Opp

Archaeozonites conicus m. Seltener als vorige.

Hyalina (Aegopina) n. sp.

Hyalina (Polita) mendica Slav.

Hyalina (Polita) miocaenica m.

Hyalina (Gyralina n. sbg.) *roemeri* m. Die **neue Untergatt**
umfaßt noch die recente *Gyr.* ***circumlineata*** (Pfeiff.)
Dalmatien.

Hyalina (Vitrea) procrystallina m. Der **Vorläufer** unserer
heimischen recenten *V. crystallina*.

Janulus gyrorbis (v. Klein).

Strobilus costatus Sandbg. (emend. Clessin). **Die Strobil**
sind eine durchweg amerikanische Gattung **und beide** Art
sind bei Oppeln häufig.



Fig. 1. *Galactochilus silesiacum* Andr.; nat. Größe.

Strobilus böttgeri m. Sie steht dem bei Undorf sehr seltenen *Str. bilamellatus* CLESS recht nah.
Pyramidula (Goniodiscus) mamillata n. sp.
Punctum propygmaeum n. sp.
Pleurodonte (Galactochilus) silesiaca m. Diese prächtige große Helicide gehört zum westindischen Formenkreise der Pleurodonten. Ein direkter Vergleich mit *Luquillia cornumilitare* SCOP. von Haiti und das fast völlige Übereinstimmen der Skulptur beider Arten schließt alle Zweifel aus. Die Pleurodonten, welche nur mit wenigen Arten aus dem westindischen Archipel nach dem nördlichen Südamerika übergreifen, stehen in der amerikanischen Schneckenfauna ganz isoliert da und dürften die direkten Nachkommen der Galactochilen des europäischen Tertiärs sein.
Pleurodonte (Galactochilus) ehingensis (v. KLEIN).
Hygromia (Monacha) cf. *devexa* (REUSS).
Hygromia (Monacha) neudorfensis n. sp.
Acanthinula nana (AL. BRAUN).
Acanthinula tuchoricensis KLIKA.
Helicodonta involuta (THOM.)
Helicodonta (Klikia) cf. *osculum* (THOM.)
Spiraxis n. sp.
Cionella (Zua) n. sp.
Azeca frechi m.
Azeca cf. *pumila* SLAV.
Buliminus (Napaeus) sp. indet.
Modicella aff. *trochulus* (SANDBG.)
Orcula n. sp.
Negulus raricosta (SLAVIC.)
Negulus lineolatus (AL. BRAUN).
Leucochilus quadriplicatum (AL. BRAUN). Typus nebst var. *lamellidens* (SANDBG.) Häufig.
Leucochilus ferdinandi m.
Leucochilus n. sp.
Vertigo (Enneopupa) aff. *cylindrella* (AL. BRAUN).
Vertigo callosa REUSS.
Vertigo kochi BÖTTGER. Häufig.
Triptychia margaretae n. sp. Nicht selten.
Clausilia (Canalicia) n. sp.
Clausilia sp. sp.
Succinea peregrina (SANDBG.)
Carychinm laeve BÖTTGER.
Carychium minimum (M.) *var. elongata* VILLA. Es ist von Interesse, daß diese im Mediterran- und Alpengebiet

lebende Form sich schon im Miocän massenhaft findet.

Cyclostoma schrammeni m. Häufig.

Craspedopoma leptopomoides (Reuss). Hier häufig, bei T. schitz sehr selten. Die recenten Arten finden sich noch auf den atlantischen Inseln: Azoren, Madeira, Ca

Palaina (Adelopoma) martensi m. Die Adelopomen sind die Vertreter der Diplommatinen in Mittel- und Süda sowie Trinidad. Häufig.

Acme limbata Reuss.

Acme callosiuscula n. sp. (Statt *callosa* Böttger i älteren Liste).

Pseudotruncatella nov. gen. *pretiosa* n. sp.

Süsswasserschnecken.

Planorbis (Gyrorbis) Gürichi m.

Pseudamnicola helicella (Al. Braun). Häufig.

Bythinella cyclothyra (Böttg.) *var. gracilis* Klika.

Die Wirbeltierfauna des Miocäns von Oppeln ist ärmer die Conchylienfauna, es fanden sich einige kleine Reptilienkn und besonders procöle Lacertilierwirbel, dann ziemlich reic Fragmente von Schildkrötenpanzern; ein ziemlich vollständ. Plastron wurde gütigst von Herrn von Reinach untersucht als zur Gattung *Ocadia* gehörig erkannt. Es handelt sich um eine neue Spezies, da keine völlige Übereinstimmung mit beschriebenen oligocänen und miocänen Formen vorhanden Heute lebt nur noch eine *Ocadia*-Art in China. Reichlic kommen Säugetierreste vor, deren Bestimmung gütigst H Dr. M. Schlosser übernahm. Folgende Arten sind bisher fe gestellt, von denen nur ? *Choerotherium* und *Mastodon angus dens* schon von Oppeln erwähnt waren:

Pliopithecus antiquus Gerv. Es liegt ein linker oberer P dem bekannten Anthropoiden des Miocäns von San Grive St.-Alban, Elgg, Göriach etc. vor. Dieser Gibbo Affe ist ein ausgesprochen südasiatisch - sundanesisch Element der Fauna.

Cordylodon schlosseri n. sp. Unterkiefer. Wohlunterschied von dem untermiocänen *C. haslachensis* H. v. Mey. u mehr differenziert. Eine ausgestorbene Insektivorenform die der Familie der *Dimylidae* eingereiht wird und de Igeln nahe steht.

Talpa minuta Blv. Oberschenkel.

Herpestes (?) Kieferfragmente und Eckzahn.

Ursavus brevirhinus (Hofm.) Eine auch sonst im schlesischen

Miocän (Kieferstädtel) verbreitete Form, kommt auch in der Braunkohle von Voigtsburg und Steieregg in Steiermark vor. Bei Oppeln fanden sich diverse Zähne der Art.

Mastodon angustidens Cuv. Zahnfragmente und Reste des Femur.

Chalicotherium (Macrotherium) sansaniense Lart. sp. Zähne.

Aceratherium cf. *tetradactylum* Lart. Zähne und viele Knochenfragmente, Wirbel, Rippen, Beinknochen etc., die wohl auch hierher gehören.

Choerotherium (?) cf. *pygmaeum* Dép. oder auch *Palaeochoerus* (?). Ein Astralagus dieses kleinen Suiden. Erstere Gattung wäre Ober-, letztere Unter-Miocän.

Palaeomeryx cf *furcatus* Hensel. Ein unterer P 4, viele Knochenfragmente, in Menge Rippen, aber auch Geweihabwurfstücke.

Cricetodon medium Lart. Eine kleine Hamsterform, die sich auch bei Sansan, Grive-St.-Alban, Steinheim und Nördlingen findet.

Titanomys Fontannesi Dép. Ein geologisch besonders junges Element der Fauna von Oppeln.

Die Flora des Miocäns von Oppeln ist noch zu sparsam und zu wenig untersucht, um in Betracht zu kommen. Abgesehen von den Baumfarnstämmen (*Rhizodendron oppoliense* Göppert), die jedoch auf sekundärer Lagerstätte liegen sollen, finden sich noch verkohlte Holzreste im Ton und erhielt das Roemer-Museum noch ein großes Stück vom Wurzelholz eines gewaltigen Coniferenstammes mit ausgezeichnet erhaltener Mikrostruktur, im Tonmergel selbst finden sich neben Lignit Samen von Cruciferen, Früchte, die etwas Cycadeenfrüchten gleichen und eine *Juglans*, welche an nordamerikanische Wallnüsse, wie *J. nigra* und *cinerea*, erinnert.

Altersbestimmung. Die reiche Binnenconchylienfauna von ca. 60 Formen und 47 Genera resp. Subgenera spricht am meisten für ein untermiocänes Alter, was früher[1]) eingehend begründet wurde und hier nicht wiederholt werden soll. Die neu hinzugekommenen Arten widersprechen dieser Auffassung nicht und sind überhaupt zumeist neue Spezies. In den marinen Tegeln von Biskupitz fanden sich in den 60er Jahren schon eingeschwemmte Landschnecken, die F. Roemer in seiner Geologie von Oberschlesien als *Hx. turonensis* Desh. erwähnte und abbildete.[2]) Aus marinen mediterranen Schichten von Kattowitz lag mir nun *Helix* (*Otala*) *larteti* Boissy vor. Einer Neuuntersuchung der

[1]) Mitt. a. d. Roem.-Mus. Hildesheim No. 18. Dez. 1902 S. 28 u. f.

[2]) 1870, S. 380, t. 47, f. 15.

ROEMERschen Exemplare, die mir Herr Prof. FRECH gütigst s.. erwies deren Zugehörigkeit zu derselben, auch in den ma.. Schichten des Wiener Beckens verbreiteten Art.[1]) Auffall.. ist nun, daß in den marinen Ablagerungen jegl.. Spur der oppelner reichen Conchylienfauna ausb.. und die einzige dort nicht gerade selten vorkomme.. Landschnecke der Art und Gattung nach in Op.. fehlt. *Otala* (olim *Macularia*) ist überhaupt mehr eine Ga.. des jüngeren Miocäns und bleibt im Mediterrangebiet bis au.. Jetztzeit endemisch; *Galactochilus* bei Oppeln ist dagegen .. älterer Typus, fehlt bisher im Obermiocän und erlischt im Pli.. in Europa (*G. chaixi* MICH und *brocchii* C. MAYER[1]); er s.. sich in der Jetztzeit direkt in den westindischen Pleurodo.. fort. Obige Betrachtung könnte für ein höheres Alter .. Miocäns von Oppeln als das der Mediterranschichten von Gr.. Gaunersdorf, Nexing u. s. w. sprechen; immerhin mag jed.. *Otala larteti* gerade eine halophile, küstenbewohnende Art .. wesen sein. — Die kleine aber wichtige Säugetierfauna ist a.. gesprochen jünger, als die Binnenconchylienfauna, es handelt s.. hier nicht um untermiocäne und z. T. oberoligocäne Ar.. sondern um ober- und mittelmiocäne, wie ein Blick auf die L.. lehrt. — Solche scheinbaren Widersprüche kommen auch so.. vor, besonders beim Vergleich mit Floren. Die langsam bew.. lichen Landschnecken waren wohl z. Z. und z. T. vor der Z.. der Ablagerung schon dagewesen, starben z. T. aus, oder wanderte.. teilweise, sich hierbei ständig ändernd, weiter; diese Wanderu.. fand allem Anschein nach zumeist nach Westen hin statt. D.. leicht beweglichen Säugetiere wanderten vielleicht, besonders sowe.. es sich um neu auftretende Gattungen handelt, z. T. erst ei.. Daher möglicherweise der ältere Habitus der einen, der jünger.. der anderen. Man wird die Fauna von Oppeln deshalb am beste.. einfach als Miocän oder auch als Mittelmiocän[2]) bezeichnen .. eine Zurechnung zum Untermiocän gestatten keinenfalls die jetz.. bekannt gewordenen Säugetiere, eine solche zum Obermiocän ist nach der Conchylienfauna unwahrscheinlich.

[1]) *Hx. (Otala) larteti* BOISSY ist leicht durch die Skulptur von *Hx. (Hemicycla) turonensis* DESH. zu unterscheiden, beide sind sonst in der Form sehr variabel. Letztere scheint auf das Miocän Westeuropas beschränkt zu sein. Heute leben *Hemicyclen* nur auf den Kanaren.

[2]) Auf den sehr verschiedenen Gebrauch der Abteilungen Unter-, Mittel- und Obermiocän bei den verschiedenen Autoren bin i[illegible] den Mitt. a. d. Roem.-Mus. No. 16, Jan. 1902 schon eing[illegible]

Facies, biologische und geographische Beziehungen.

Die Oppelner Binnenconchylienfauna ist eine ganz vorwiegende Landschneckenfauna, und zwar handelt es sich zumeist um Arten, die einen feuchten Standort lieben.[1]) Bewohner trockener Halden und Küstenformen fehlen. Von den drei Wasserschnecken lebte *Bythinella cyclothyra* wohl in Quellen und die beiden andern in kleinen Wasserläufen resp. Quellbächen. Die isolierten Säugetierreste mögen in den Tonschlamm der miocänen Seeablagerung eingeschwemmt sein, ganze Skelete fanden sich bisher noch nie. Wasserschildkröten resp. Fluß- und Teichbewohner *(Ocadia)* waren in Menge da. — Verglichen mit anderen Tertiärfundpunkten hat Oppeln in Bezug auf die Binnenschnecken faciell mancherlei Analogie mit der Fauna der pliocänen Mergel von Hauterive und Celleneuve in SO-Frankreich, wo wir eine ähnliche Vergesellschaftung von Gattungen sehen, natürlich in völlig verschiedenen Arten, so z. B. *Craspedopoma*, ein großes *Galactochilus*, eine große *Triptychie*, viele Strobilen, Carychien, Leucochilen und Vertigonen. Analogien mit dem Obermiocän von Undorf treten in der *Adelopoma*, den Amalien, *Ennea*, den Strobilen und anderen Elementen hervor, doch handelt es sich auch hier meist um differente Spezies.

Bei Oppeln sind kleine Formen mit skalarienartigen Rippen verbreitet wie: *Adelopoma*, *Negulus*, *Modicella*, *Acanthinula*, zwischen diesen Rippen blieben wohl Humusteilchen und Sandkörner hängen und halfen das Tier vor Räubern zu verbergen und zu schützen. Gerade Raubschnecken sind aber ungewöhnlich häufig bei Oppeln, so *Daudebardia*, die sonst zu den Raritäten zählt, ferner Glandiniden wie: *Boltenia* und *Salasiella*. Die fossil meist seltenen Nacktschnecken finden sich in Menge, soweit sie innere Schalen hatten, wie *Sansania*, *Limax* und *Amalia*.

Die ausgesprochenen geographischen Beziehungen der Binnenconchylienfauna von Oppeln zu atlantisch amerikanischen Formen ist schon[2]) ausführlich besprochen worden, besonders ist der Zusammenhang innig mit West-Indien und den atlantischen Inseln. Die europäisch mediterranen Elemente treten dagegen zurück und ausgesprochene anderweitige geographische Verwandtschaften machen sich nicht bemerkbar.

Alle Originalstücke der in den Listen genannten Arten befinden sich im Roemer-Museum zu Hildesheim.

---

[1]) Mitt. a. d. Roem.-Mus. No. 18 S. 30.
[2]) a. a. O. Mitt. No. 18 S. 31.

Die obere Kreide in der Gegend von Oppeln.

Nach R. LEONHARD[1])

zusammengestellt von Herrn KURT FLEGEL.

I. Cenoman.

Sandige Ablagerungen cenomanen Alters finden sich in der Gegend von Oppeln als östlichstes Vorkommen dieser für die böhmisch-sächsiche Facies bezeichnenden petrographischen Beschaffenheit. Dieselben sind Reste einer mächtigen Decke, welche der weitgehenden Denudation zum größten Teile zum Opfer gefallen ist. Durch ein Bohrloch in dem Steinbruch der Portland-Zement-Fabrik vorm. A. Giesel, Poln. Neudorf, wurde die Mächtigkeit des cenomanen Sandes und Sandsteines auf 43 *m* festgestellt. Zu Tage tritt das Cenoman nur im Südosten von Oppeln, bei Groschowitz, wo es in einigen wenig ausgedehnten Aufschlüssen sichtbar ist.[2]) Die Ablagerungen bestehen aus einem feinkörnigen, weißen, seltener gelblichen Sandstein, welcher meist in Sand zerfallen und mehr oder weniger glaukonitisch ist. In dem Oppelner Cenoman fand LEONHARD: *Siphonia Geinitzi* ZITT., *S. ficus* GOLDF., *Chonella Roemeri* GEIN., *Ch. Schrammeni* LEONHARD, *Astrocoenia decaphylla* E. u. H., *Terebratula biplicata* SOW., *Catopygus carinatus* GOLDF., *Acanthoceras rhotomagense* DEFR., *Turrilites costatus* LAM.

II. Turon.

Die Turonscholle von Oppeln, welche, durch den jungen Durchbruch der Oder aufgeschlossen, sich im Tale von Groß-Schimnitz bis Groß-Döbern verfolgen läßt, ist der am besten zugänglichste und am längsten bekannte Teil der oberschlesischen Kreide.[3]) Gute Aufschlüsse bieten nur diese ausgedehnten Steinbrüche bei Oppeln, nördlich von der Stadt, in Poln. Neudorf. südlich von derselben, sowie bei Groschowitz, 3 km südöstlich. Die gesamte Mächtigkeit des Turon wurde bei den Bohrungen im Süden von Oppeln auf ca. 44 m, im Norden der Stadt auf 37 m festgestellt. Bei weitem geringer ist die Mächtigkeit der turonen Ablagerungen bei Groschowitz, wo nur noch die tiefsten Schichten erhalten sind.

---

[1]) Die Fauna der Kreideformation in Oberschlesien. Paläontogr. 44. 1897. S. 11 ff.

[2]) deren Besuch kaum lohnen würde.

[3]) schon von der Eisenbahn aus sind südlich die mit senkrechten Wänden tief eingeschnittenen Brüche nicht zu übersehen.

Hier findet sich konkordant über dem cenomanen Sandstein eine 4 bis 5 m mächtige Schicht zähen blauen Tones, welcher durch Sand verunreinigt und reich an kohlensaurem Kalk und Konkretionen von Schwefelkies ist. Der Kalkmergel, in welchen der Ton allmählich übergeht, ist in dem Groschowitzer Bruche nur 6 bis 7 m mächtig und durch starken Kalkgehalt ausgezeichnet, sodaß er besser als Mergelkalk bezeichnet wird.

Nach den von LEONHARD im Kalkmergel von Groschowitz gefundenen Fossilien sieht sich der genannte Autor gezwungen, diese Mergel für das Äquivalent der Schlüterschen Zone des *Inoceramus Brongniarti* zu halten, charakterisiert durch *Micraster breviporus* AG., *Spondylus spinosus* D'ORB. und *Terebratulina gracilis* SOW. Der Groschowitzer Ton wird demnach in die Stufe des untersten Turon, die Zone des *Inoceramus labiatus* gerückt. Außer den bereits erwähnten Fossilien wurden im Groschowitzer Mergelkalke noch gefunden:

Membranipora elliptica v. HAG., *Stylotrochus Volzi* LEONH., *Terebratula semiglobosa* SOW., *Terebratulina striatula* MONT., *T. gracilis* SCHLOTH., *Gastrochaena amphisbaena* GOLDF., *G. Ostreae* REUSS, *Inoceramus Brongniarti* SOW., *Ostrea hippopodium* NILSS.. *Volvaria tenuis* REUSS, *Pleurotomaria linearis* MANT., *Micraster breviporus* AG., *Pachydiscus peramplus* MANT., *Oxyrhina Mantelli* AG.

Die Schichten des Turon bei der Stadt Oppeln selbst sind seit Jahrzehnten durch Steinbrüche aufgeschlossen, welche das Material zu einer ausgedehnten Zementfabrikation liefern. Es sind dies im Norden der Stadt die Brüche der Oberschlesischen Portland-Zement-Fabrik vorm. Schottländer und im Süden in Poln.-Neudorf die aneinander grenzenden Steinbrüche der Portland-Zement-Fabrik vorm. A. Giesel und der Oppelner Zement-Fabrik vorm. F. W. Grundmann.

Die Schichten des Oppelner Kalkmergels sind durch Verrutschungen stark disloziert, sodaß scheinbar ein verschiedenes Streichen und Fallen zu beobachten ist. Im ganzen lagern auch hier die Schichten horizontal.

Die untere Turonstufe (*Brongniarti*-Zone) wird nach oben durch zwei tonreiche Zwischenlagen abgeschlossen. In denselben findet sich ausschließlich *Terebratulina gracilis*. Außerdem kommen in der *Brongniarti*-Zone häufig vor:

Ventriculites radiatus MANT., *Leptophragma fragile* A. ROEMER., *Plocoscyphia tenuilobata* LEONH., *Ananchytes ovatus* LESKE, *Micraster breviporus* AG., *Rhynchonella plicatilis* SOW., *Terebratula semiglobosa* SOW., *Terebratulina gracilis* SCHLOTH., *Inoceramus Brongniarti* SOW., *I. labiatus* SCHLOTH., *Spondylus*

spinosus Sow., *Pleurotomaria linearis* MANT., *Pl. perspectiva* MANT., *Nautilus rugatus* FR. u. SCHL., *N. sublaevigatus* D'ORB., *Pachydiscus peramplus* MANT.

Der am besten bekannte Horizont des Oppelner Turon, der über den tonigen Zwischenlagen mit *Terebratulina gracilis* folgt, ist das Äquivalent des Scaphitenpläners Nordwestdeutschlands. Die Fauna dieser Schichten ist folgende:

Ventriculites angustatus A. RÖMER, *V. radiatus* A. RÖMER, *Leptophragma fragile* A. RÖMER, *Camerospongia fungiformis* GOLDF., *Ananchytes ovatus* LESKE, *Micraster cor testudinarium* AG., *Rhynchonella plicatilis* Sow., *Inoceramus Brongniarti* Sow., *I. labiatus* SCHLOTHEIM, *I. Cuvieri* Sow., *I. Cripsii* MANT. var. *plana* MÜNSTER, *Spondylus spinosus* Sow., *Pachydiscus peramplus* MANT., *Helicoceras Reussianum* D'ORB., *Scaphites Geinitzi* D'ORB.

Nach SCHRAMMEN[1]) kann die LEONHARDsche Gliederung des Turon bei Oppeln nur z. T. beibehalten werden. Die fossilarmen Kalkmergel von Groschowitz sind als Äquivalente der *Brongniarti*-Schichten von Nordwestdeutschland aufzufassen. LEONHARD hat bereits versucht, die obersten Mergelschichten in Oppeln der *Cuvieri*-Zone zuzurechnen. SCHRAMMEN erbringt nun den weiteren Nachweis, daß eine charakteristische große Spongie *Thecosiphonia nobilis* ROEMER immer nur auf sekundärer Lagerstätte vorkommt. Bei mehrfachen Besuchen der Lokalität hat SCHRAMMEN immer nur beobachtet, daß die Thecosiphonien regellos in dem massenhaft Tertiär-Conchylien führenden Ton, welcher Spalten im Scaphiten-Pläner ausfüllt, zerstreut liegen. Auch hat er beim Reinigen der Thecosiphonien fast immer tertiäre Minutien abgewaschen.

Der ganze Befund spricht dafür, daß es sich um Ausfüllung von Spalten im Scaphiten-Pläner durch aufgearbeitete *Cuvieri*-Mergel handelt, aber nicht, wie MICHAEL[2]) meint, um senone Schichten, die in Spalten abgesunken sind.

Nach der Häufigkeit und weiten Verbreitung der *Thecosiphonia nobilis* in den Diluvialbildungen bei Oppeln müssen die *Cuvieri*-Mergel ein bedeutendes Areal bedeckt haben. SCHRAMMEN kennt wahre Riesenexemplare aus dem Diluvium von Halbendorf und Sacrau bei Oppeln. Ganz besonders häufig ist die Art in den Kiesgruben bei Groß-Stein unweit des Annaberges, aus denen Herr Oberförster Müller in Groß-Stein schier eine Wagenladung zusammengebracht hat.

---

[1]) Über den Horizont der *Thecosiphonia nobilis* ROEM. sp. Centralblatt f. Min. 1903 S. 19 ff.

[2]) Über das Vorkommen einer tertiären Landschneckenfauna im Bereich der jüngsten Schichten der Kreidescholle von Oppeln. Berlin 1902.

SCHRAMMEN möchte *Thecosiphonia nobilis* geradezu als Leitfossil des oberen Scaphiten- bezw. *Cuvieri*-Pläners bezeichnen, doch fällt nach demselben Autor ihr erstes Auftreten in die Scaphiten-, das letzte in die senone Quadratenzone.

Das Oppelner Turon zeigt, wie LEONHARD berichtet, eine überraschende Gleichförmigkeit der Fauna durch alle Stufen. Sie ist durch ihren Reichtum an Individuen bei verhältnismäßig großer Armut an Arten charakterisiert.

Was die Facies des Oppelner Turon anbelangt, so weisen die meisten Arten auf eine Ablagerung in mäßiger Meerestiefe und große Küstennähe hin. Daß die Oppelner Scholle nur die wenig mächtigen Uferbildungen eines größeren Meeresarmes darstellt, scheint sich aus der Mächtigkeit desselben Kalkmergels im Bohrloch von Proskau zu ergeben, wo noch bei 212 m die Bohrung im Kalkmergel stehen blieb.

Von großer Wichtigkeit ist das Vorkommen einer wenig ausgedehnten Scholle des Oppelner Zementkalkes in einer Spalte des Annaberger Muschelkalkes.

Die Trias in Oberschlesien.

Von Herrn J. Wysogórski.

Die Trias ist in Oberschlesien durch alle drei Abteilungen vertreten, von denen die unterste, der Buntsandstein, vertikal und horizontal am wenigsten entwickelt ist.

Derselbe führt in Oberschlesien den Namen mit Unrecht, da er meistens aus bunten Letten mit wenigen Sandlagen besteht.[1] Die hangenden Partien sind bereits marin als Dolomite entwickelt, die *Beneckeia tenuis* und *Myophoria costata* führen. Die marine Entwicklung dauert durch den ganzen Muschelkalk fort. Der ganze Keuper ist aber wiederum eine rein kontinentale Bildung.

Der oberschlesische Muschelkalk bildet das Hangende des nirgends fehlenden Buntsandsteins und läßt sich in drei Unterabteilungen gliedern, von welchen die unterste die bei weitem größte Verbreitung und Mächtigkeit besitzt (ca. 200 m).

Die Fauna der oberschlesischen Trias lebte in einem schmalen Meeresarm, der die südliche Verbindung des deutschen Binnenmeeres mit dem alpinen Ozean bildet, der andererseits aber viele Merkmale des benachbarten Landes aufweist.

Die Verbindung mit dem alpinen Meere kennzeichnet das massenhafte Vorkommen von Diploporen, Crinoiden und Brachiopoden, die in Mitteldeutschland selten oder garnicht vorkommen (wie *Diplopora annulata*, *Dadocrinus Kunischi* und *D. gracilis*, *Spirigera trigonella*, *Spiriferina hirsuta*, *Sp. fragilis*, *Sp. Mentzeli*, *Rhynchonella decurtata* und *Rh. Mentzeli*.

Für die größere Nähe des Landes während der Muschelkalkzeit spricht das Vorwiegen von organischen Resten, die auf seine Nähe hinweisen und im mittleren Deutschland fehlen oder seltener vertreten sind:

1. Saurier mit amphibischem Charakter.
2. *Ceratodus* und *Estheria*, die sonst nur im nicht marinen Keuper vorkommen (beide sind lokalisiert und offenbar eingeschwemmt).
3. Einschwemmung von verkieselten Farnenresten *(Knorripteris)* und Voltzienzweigen.

Interessant ist ferner die Tatsache, daß eine Anzahl von Tieren, wie *Placodus*, *Ceratodus* und *Saurichthys*, in Oberschlesien

[1]) Nach einem von R. Michael auf der Versammlung zu Breslau gehaltenen Vortrage gehören dieselben dem Rotliegenden an.

bereits im untersten Muschelkalk vorhanden sind, im westlichen Deutschland dagegen erst in höheren Niveaus auftreten; es hat also eine Einwanderung von Osten nach Westen stattgefunden.

Das Fehlen der rhaetischen Transgression in dem nicht marinen Keuper weist auf ein Zurückweichen des Meeresspiegels am Schluß der Trias hin.

I. Der untere Muschelkalk

zerfällt in

a) Äquivalente des Wellenkalks und der Zone des *Dadocrinus gracilis*.

Dieser beginnt mit dem 1. cavernösen Kalk, einem wenige Meter mächtigen, versteinerungsleeren Schichtenkomplex aus braunem oder rötlichem kristallinen Kalk mit vielen Höhlungen.

2. Darüber lagern die Äquivalente des typischen Wellenkalks = (Chorzower Schichten) von ca. 75 m Mächtigkeit, hauptsächlich aus dünnen Bänken von mergeligem Kalk mit wulstigen Anschwellungen bestehend, welche mit festen kristallinen oder dichten Kalkbänken wechsellagern. Von großer Wichtigkeit sind die eingelagerten Bänke mit *Dadocrinus gracilis* und *D. Kunischi*, Crinoiden, die auch in den Alpen in den untersten Schichten des Muschelkalks vorkommen.

Paläontologisch charakterisiert ist der oberschlesische Muschelkalk durch das massenhafte Vorkommen von Saurierresten, und zwar:

Nothosaurus (*Eurysaurus*) *latissimus* Gür.
Nothosaurus (? *Eurysaurus*) *silesiacus* u. *N. gracilis* Schr.
Cymatosaurus latifrons Gür.
Dactylosaurus gracilis Gür.
Proneusticosaurus silesiacus Volz. und *P. Madelungi* Volz.
Placodus sp.
Cyamodus

Der den Labyrinthodonten angehörende *Capitosaurus silesiacus* Kunisch ist das größte Wirbeltier des deutschen Muschelkalkes.

Von Fischen finden sich öfters:

Saurichthys latifrons Frech, der häufigste Fisch bei Gogolin.
Saurichthys lepidosteoides Frech.
Colobodus (*Nephrotus*) *chorzowensis* v. Meyer.
Colobodus (*Dactyolepis*) *gogolinensis* Kunisch.

Von Wirbellosen kommen häufig Zweischaler, und zwar

Myophoria vulgaris und *Lima striata* vor, **während** Gastropoden und Brachiopoden verhältnismäßig seltener sind, **am** häufigsten noch *Terebratula (Coenothyris) vulgaris.*[1])

b) Äquivalente des Schaumkalks.

Dem **Schaumkalk des westlichen Deutschlands** entspricht in Oberschlesien eine Schichtenfolge von ca. 70 m Mächtigkeit, die im **westlichen Teil des Muschelkalkgebiets** meist **kalkig**, in den östlichen Mulden bei **Tarnowitz** und **Beuthen** dagegen meist **dolomitisch entwickelt** ist. Paläontologisch wird diese Abteilung durch das häufige Vorkommen von *Spirigera trigonella, Spiriferina fragilis, Sp.* ***Mentzeli***, *Sp. hirsuta, Rhynchonella decurtata* und *Encrinus aculeatus* charakterisiert.

1. Im westlichen Gebiet liegt direkt über dem **Wellenkalk** eine mächtige Schichtenfolge von weißem oder grauem, stark gebankten (1/2 m bis 3 m), dichten oder kristallinen Kalkstein, in dem das massenhafte Auftreten von Stylolithen auffält, weshalb er, da Versteinerungen so gut wie vollständig fehlen, — es konnte nur *Terebratula vulgaris* bestimmt werden — am besten „**Stylolithenkalk**" (= Kalk von Gorasdze nach Eck) zu benennen ist.[2])

2. Den Stylolithenkalk überlagert die **Terebratel-** und **Encriniten-Bank**, eine nur wenige, (4—5) Meter mächtige Schicht, die unten fast ganz aus Stielgliedern von *Encrinus*, darüber fast ganz aus Schalen von *Terebratula (Coenothyris) vulgaris* besteht. Daneben kommen in großen Mengen Zweischaler vor: *Lima lineata, L. striata, Gervillia socialis, Ostrea difformis, O. complicata.* Außerdem sind zu erwähnen: *Spirigera trigonella* (hier zum erstenmal sicher nachgewiesen), *Spiriferina hirsuta, Prospondylus comptus, Myophoria vulgaris.*

3. Die folgenden, von Eck „**Mikultschützer Schichten**" genannten Kalke weisen einen Wechsel von rötlichen, dichten und schaumkalkartigen porösen Bänken auf. In den unteren Teilen werden diese Kalke durch Lagen von Hornsteinknollen gekennzeichnet.

---

[1]) Die Schichten sind prachtvoll aufgeschlossen in den mächtigen Kalkbrüchen zwischen Gogolin und Sacrau, wo auch die oben genannten Versteinerungen von den Teilnehmern gesammelt werden können. Interessant sind ferner die an Waldenburger Riegel-Bildungen erinnernden Kluftausfüllungen, die mit Diluvialmaterial angefüllt sind. Die Lagerung ist ziemlich flach mit geringem Einfallen nach Norden, nur hier und da bemerkt man kleine Verwerfungen von einigen Metern Mächtigkeit.

[2]) Vom Zuge aus kurz vor der Station Gogolin zu beobachten.

Auch schieben sich mehrfache Bänke ein, die meistens nur aus Stielgliedern von *Encrinus aculeatus* zusammengesetzt sind.

Hier haben die alpinen Formen die größte Verbreitung, also

Spirigera trigonella sehr häufig,
Spiriferina fragilis sehr häufig,
Spiriferina Mentzeli häufig,
Spiriferina hirsuta selten,
Rhynchonella decurtata sehr häufig,
Encrinus aculeatus.

Daneben finden sich: *Terebratula vulgaris*, *Lima striata*, *L. lineata* u. a.

In dem mächtigen Einschnitte des Kuhtals in der unmittelbaren Nähe des Annaberges, das in ca. $1^1/_2$ stündiger Fahrt von Gogolin erreicht wird, sind die Terebratula-Bänke, sowie alle Horizonte bis zu den Mikultschützer Schichten hinauf aufgeschlossen. Sie bieten den Teilnehmern die seltene Gelegenheit, die Versteinerungen in großen Massen zu sammeln.

Im östlichen Teil des Gebietes der Schaumkalkäquivalente, in der Tarnowitzer und Beuthener Mulde, sehen wir eine von den obigen völlig abweichende, dolomitische, gleichzeitig durch Erzlager gekennzeichnete Entwicklung:

Über dem Wellenkalk liegt

a) der blaue Sohlenstein,

bestehend aus knollig abgesonderten Kalken, abwechselnd mit kristallinen Kalken, mit *Spirigera trigonella*, *Terebratula angusta*, *T. vulgaris* und *Encrinus* sp. Wahrscheinlich ist derselbe ein Äquivalent eines Teiles des Stylolithenkalkes von Gorasdze.

Darüber liegen

b) die unteren Dolomitbänke

von Tarnowitz-Beuthen, die den Terebratula- und Mikultschützer Schichten entsprechen.

Die Dolomitbänke zeichnen sich hauptsächlich durch ihre Erzführung aus.

4. Das Hangende des unteren Muschelkalks bildet im ganzen Gebiet die Zone der *Diplopora annulata* (= Himmelwitzer Dolomit), eine ca. 13 m mächtige Schichtenfolge von grauem oder rötlichem Dolomit, in dem *Diplopora annulata* in großen Massen vorkommt. Daneben finden sich noch *Myophoria orbicularis* (wie in Mitteldeutschland), *M. laevigata* und *M. vulgaris*.

II. Der mittlere Muschelkalk

entspricht vollständig den gleichaltrigen Ablagerungen von Rüdersdorf und Thüringen und besteht aus einer wenig mächtigen Schichtengruppe von braunem und weißem Dolomitmergel, der vollständig versteinerungsleer ist.

III. Der obere Muschelkalk
(= Rybnaer Kalk),

der in Westdeutschland am mächtigsten entwickelt ist, nimmt in Oberschlesien eine weniger wichtige Rolle ein. Er besteht meistens aus grauen, in der Regel fein geschichteten Kalken; nur an der Basis finden sich noch dolomitische Ablagerungen, die den Übergang vom mittleren zum oberen Muschelkalk bilden.

Charakteristisch für den Rybnaer Kalk ist das häufige Vorkommen des *Ceratites compressus* Philippi und *Pecten discites*, Versteinerungen, die in Westdeutschland in der unteren Abteilung des oberen Muschelkalks vorkommen; deshalb muß auch der Rybnaer Kalk als Äquivalent des unteren oberen Muschelkalks angesehen werden. Außerdem finden sich hier viele Saurier (vornehmlich *Nothosaurus*) und Fischreste, ferner *Terebratula vulgaris, Spiriferina fragilis, Myophoria vulgaris, Corbula incrassata* u. a.

Der Rybnaer Kalk wird vom Trochitenkalk mit *Encrinus liliiformis* unterlagert (nach Michael).

Über den Muschelkalk legt sich der mächtige Schichtenkomplex des Keupers, der aber, entsprechend dem nördlichen Einfallen der Schichten, weiter nördlich auftritt und nicht in das Gebiet der Exkursion fällt.

Das Cenoman, Turon und Basaltvorkommen auf dem Annaberg.

Nach W. Volz[1]), zusammengestellt von Herrn J. Wysogórski.

Hierzu 2 Textfig.

Auf dem Annaberg, einer isolierten Basaltkuppe, die um ca. 200 m das Niveau der Oder überragt, findet sich das südlichste Vorkommen der Oppelner Kreide. Die Masse der an die mitteldeutsche Hügellandschaft erinnernden Hochfläche besteht aus unterem Muschelkalk. Die Lagerung in dem „Coseler Bruch" des Annaberges (im Jahre 1901) ist folgende:

1—5 m Basalttuff mit zahlreichen großen und kleinen, gerundeten Bomben,

± 2 m stark gequetschte und verdrückte Mergel des Turon mit *Inoceramus Brongniarti*; durchsetzt von zahlreichen Basaltapophysen,

4 bis 5 m grünliche Sande, hervorgegangen aus zermürbtem Sandstein. Cenoman,

über 3 m Muschelkalk, durch eine wenige Zentimeter mächtige Lettenlage vom Sande getrennt; lokal gefrittet mit Basaltapophysen.

Das Liegende des Muschelkalkes bilden wieder Basalttuffe (s. Abbild. S. 2).

In der Südostwand des westlich sich anschließenden Hauptbruches finden sich im Basalttuff größere, stark gequetschte Schollen von bunten Letten und mürbem, weißen Sandstein, welche samt den braunen Sanden, die bereits abgebaut sind, aller Wahrscheinlichkeit dem mediterranen Mittel-Miocän zuzurechnen sind; (in den letzteren fand Frech Schalenreste mariner Tertiär-Zweischaler? *Cardium* n. sp.)

Die grauen bis bräunlich-gelben, sehr weichen und mürben Kalk-Mergel sind stark gequetscht und faltenartig gestaucht; sie bilden eine deutliche, mehrfach gekrümmte Bank von $1^1/_2$ bis 2 m Mächtigkeit. An Fossilien finden sich: *Inoceramus Brongniarti* Sow. und *Ananchytes ovatus* Leske, welche auf unteres Turon hinweisen. Es sind dieselben Schichten, wie sie in Groschowitz auftreten.

Die grünlichen Sande, die durch Verwitterung aus Sandsteinen hervorgegangen zu sein scheinen, unterlagern in wechselnder Mächtigkeit von 2—5 m die Mergel und streichen im Süden zu Tage aus. Dieselben sind aller Wahrscheinlichkeit

[1]) Cenoman und Turon am Annaberge in Oberschlesien. Diese Zeitschr. 53. 1901 Briefl. Mitt. S. 42 ff.

nach das Äquivalent der cenomanen Sandsteine, die das Oppeln-Groschowitzer Turon unterlagern und dort in viel größerer Mächtigkeit entwickelt sind (35—43 m). Das Liegende bildet der lokal gefrittete Muschelkalk und zwar den oberen Teil des Unteren Muschelkalkes (Mikultschützer Schichten).

Der alte Basaltvulkan und seine Tuffe bewirkten, daß uns sowohl die Kalke der oberen Kreide, wie die höheren Schichten des Unteren Muschelkalkes (Kuhtal am Annaberg selbst und der Zyrowaer Buchwald) erhalten geblieben[1]), während sie sonst in der ganzen Umgebung denudiert sind; sie konnten nur dort der Denudation Widerstand leisten, wo sie unter einer schützenden Lage der vulkanischen Auswurfsprodukte gebettet waren. Die Ausdehnung der erhaltenen Partieen gibt uns also die Vorstellung von der Größe des früheren Vulkans, der im Pliocän und z. Z. der großen Vereisung im Wesentlichen wieder verschwunden ist.[2])

Das Vorkommen ist somit sehr wichtig:

1. für die Kenntnis der Art und Weise, wie ein Vulkan im anstehenden Gestein auftritt und welche Wirkungen er auf seine Umgebung ausübt;
2. durch den Nachweis, daß sich das Kreidemeer bis über den Annaberg hinaus fortsetzte;
3. durch die Tatsache, daß hier im SO das Cenoman nur in geringer Mächtigkeit entwickelt ist;
4. durch die Tatsache, daß mittlerer und oberer Muschelkalk sowie Keuper, die weiterhin überall vorkommen, hier fehlen; sie gelangten wahrscheinlich hier garnicht zum Absatz;
5. Durch den Hinweis auf die Tatsache, daß die Oppeln-Proskauer Kreide gegen des Annaberger Turon abgesunken ist (das Annaberger Turon liegt etwa 250 m höher als die isopischen Bildungen des Oppelner Turon)[3]).

Die Südabhänge des Annaberges werden vom Löß bedeckt, der an vielen Stellen mehrere Meter tiefe Schluchten bildet. Gefunden werden *Helix hispida*, *Pupa muscorum* und *Buliminus tridens*.

---

[1]) Durch den Ausbruch des mitteltertiären Vulkans wurden einzelne Schollen mehr oder weniger dislociert; sie sind beiseite geschoben oder in den Krater eingesunken; größere dislocierende Wirkungen hatte der Ausbruch auf die nähere und weitere Umgebung nicht.

[2]) Die NW—SO- bezw. NO—SW-Durchmesser der Sockelruine betragen 6 bezw. 5 km, die relative Höhe über 150 m; wir müssen uns also den alten Annaberg als einen imposanten Vulkan vorstellen, dessen Höhe das Vielfache seiner jetzigen Höhe (385,2 m) betrug.

[3]) Vergl. oben Frech S. 236 ff.

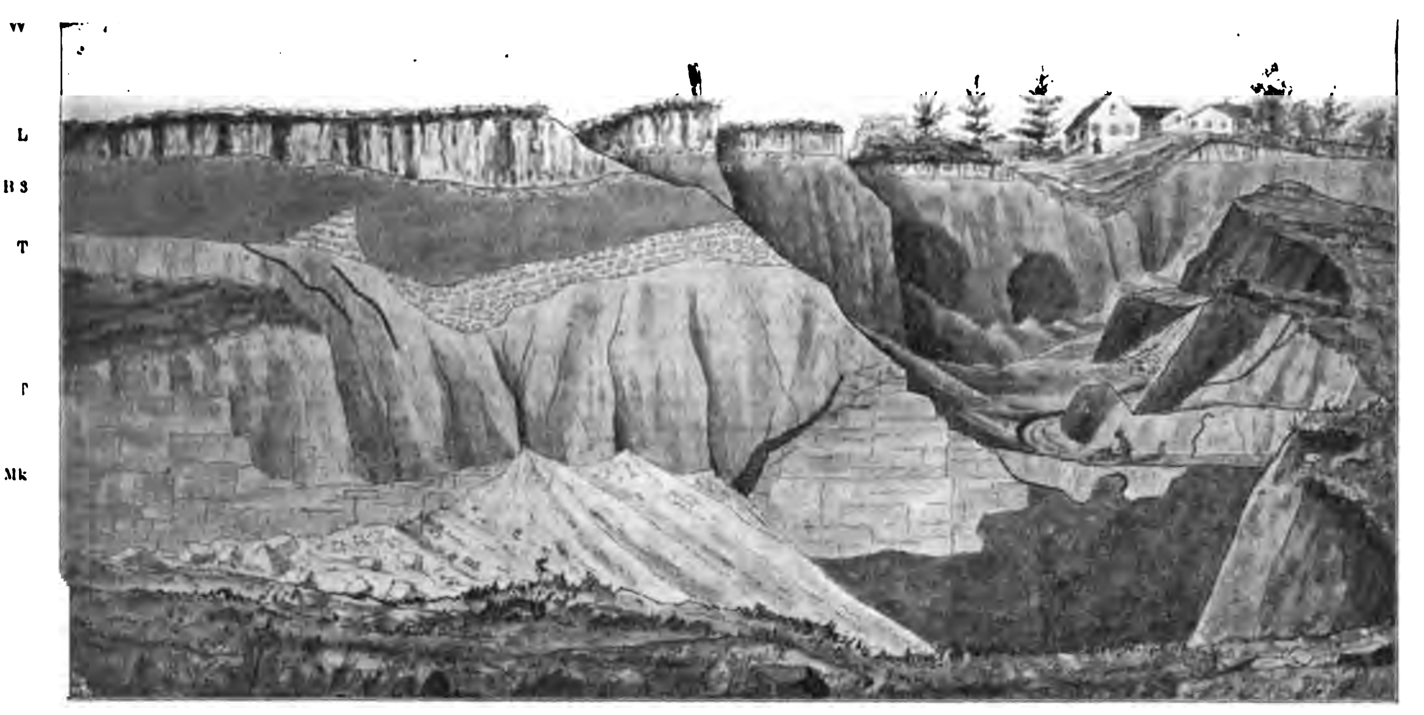


Fig. 1. Steinbruch auf dem Annaberge i. Ob. Schles.

L = Löß (Bedeckung der Hochfläche und des Südgehänges. T = Tertiärsand (miocäner, grünlich-grauer Sand mit undeutlichen marinen Muscheln (Cardium?). K = Oppelner Zementkalk mit *Ananchytes ovatus* u. *Inoceramus Brongniarti*. Mk = Muschelkalk. BS = Roter Lehm, oben mit Basaltgeröllen. B = Basalt (in der Mitte des Bildes ein Basaltgang zwischen Muschelkalk und Tertiärsand) unmittelbar östlich davon die Kreide. B1 = Basalttuff, den Basalt bedeckend.

Nach Aufschlüssen des Jahres 1897/98 gezeichnet von Dr. E. Loeschmann unter Leitung von F. Frech.

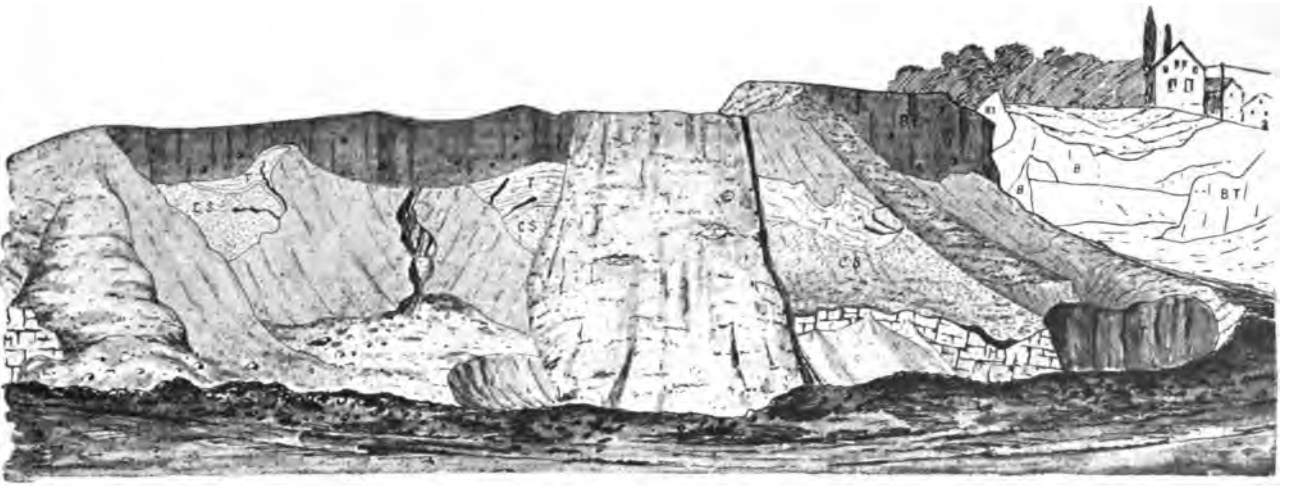


Fig. 2. Basaltbruch am St. Annaberg in Oberschlesien.
vgl. Diese Zeitschr. 1901. S. 42 ff.

B = Basalt.
BT = Basalttuff.
T = Turoner Mergel } mit Besaltapophysen.
CS = Cenomaner Sand } mit Besaltapophysen.
M = Muschelkalk.

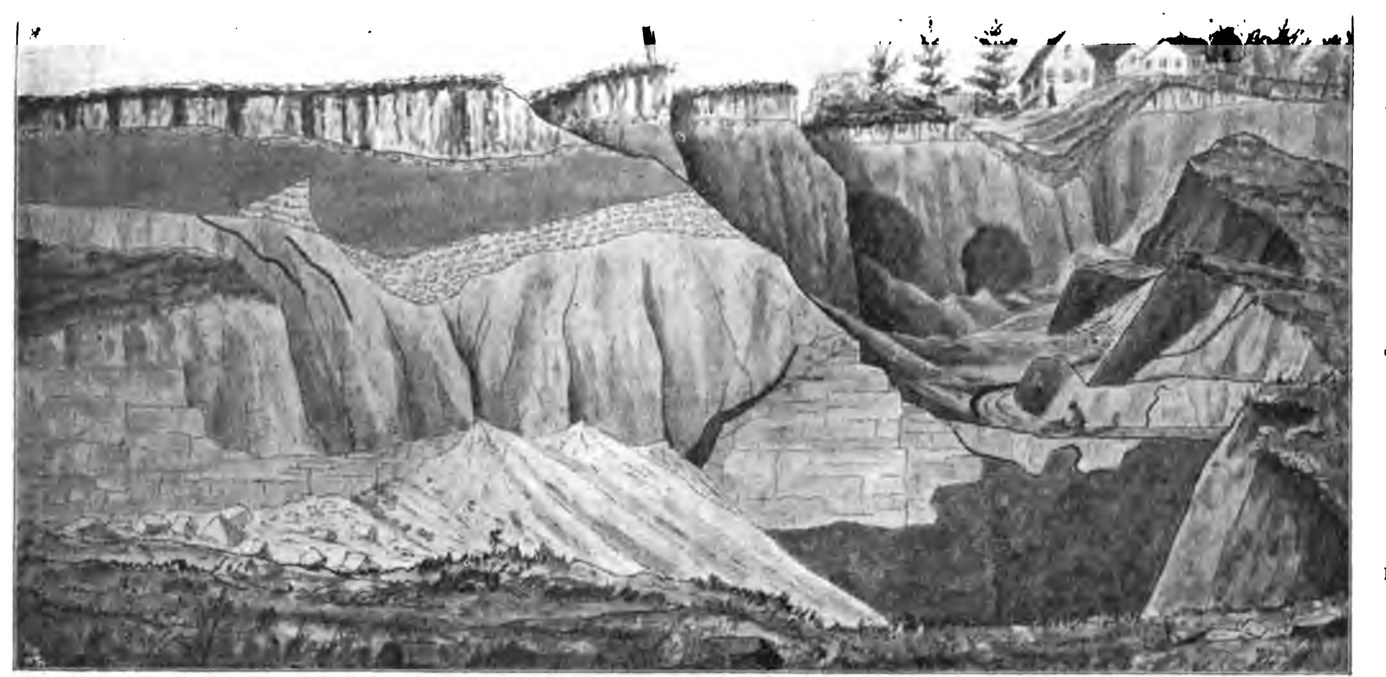


Fig. 1. Steinbruch auf dem Annaberge i. Ob. Schles.

L = Löß (Bedeckung der Hochfläche und des Südgehänges. T = Tertiärsand (miocäner, grünlich-grauer Sand mit undeutlichen marinen Muscheln (Cardium?). K = Oppelner Zementkalk mit *Ananchytes ovatus* u. *Inoceramus Brongniarti.* Mk = Muschelkalk. BS = Roter Lehm, oben mit Basaltgeröllen. B = Basalt (in der Mitte des Bildes ein Basaltgang zwischen Muschelkalk und Tertiärsand) unmittelbar östlich davon die Kreide. Bl = Basalttuff, den Basalt bedeckend.

Nach Aufschlüssen des Jahres 1897/98 gezeichnet von Dr. E. Loeschmann unter Leitung von F. Frech.

tische Auffassungsweise, die eine nachträgliche Zuführung der erzhaltigen Lösungen in das schon bestehende Nebengestein annimmt, andererseits spiegeln sich auch in den Theorieen über Oberschlesien wieder. Als Hauptvertreter der Präzipitationstheorie für Oberschlesien ist Fr. Bernhardi[1]) anzusprechen. Bei den Anhängern der epigenetischen Auffassungsweise machen sich wiederum die alten Gegensätze bezüglich der Annahme der Herkunft der erzhaltigen Lösungen: die Dezensions- bezw. Lateralsekretionstheorie einerseits, die Aszensionstheorie andererseits geltend. Für erstere trat R. Althans[2]) mit seiner Karsttheorie ein, für letztere Fr. Beyschlag[3]). Erst in diesem Jahre erschien eine Abhandlung des Schreibers dieser Zeilen[4]), in der der Verfasser zu folgenden vier Sätzen gelangt:

1) Die oberschlesischen Erzlagerstätten sind in ihrer jetzigen Form epigenetisch.
2) Die Erzzuführung erfolgte von obenher durch Konzentration des ursprünglich feinverteilten Erzgehaltes.
3) Die Dolomitisierung des Nebengesteines erfolgte gleichzeitig mit der Zuführung der Eisen-, Zink- und Bleierzlösungen.
4) Für die Erklärung der Anreicherung der Erze an Klüften kann man die Bernhardische Reduktionstheorie (Reduktion der Sulfate zu Sulfiden durch die Entgasungsprodukte der Steinkohlen) mit heranziehen.

Zur Begründung des ersten Satzes weist der Verfasser zunächst auf die theoretischen Bedenken hin, die sich gegen die Präzipitationstheorie erheben, und betont sodann die Unbeständigkeit der Mächtigkeit und des Erzgehaltes in Oberschlesien. Von einer Niveaubeständigkeit kann nur bei der unteren Erzlage die Rede sein, und diese wird durch die Unterlagerung des fast völlig wasserundurchlässigen Sohlensteines erzeugt.

Der zweite Satz wird durch die detaillierte Beschreibung des neuen, hochinteressanten, der Oberschlesischen Eisenindustriegesellschaft zu Gleiwitz zugehörigen Vorkommens von Bibiella ö. von Georgenberg, nö. von Tarnowitz gestützt, welches die Verhältnisse der Beuthener und Tarnowitzer Mulde gleichsam in übersichtlicher Weise zusammengedrängt zeigt und in mineralogischer Hinsicht eine von oben nach unten verfolgbare Gesetz-

[1]) Zur Karte der Beuthener Erzmulde, Kattowitz 1892.
[2]) Die Erzformation des Muschelkalkes in Oberschlesien, Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. L.-A. 12. 1891.
[3]) Vergl. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1902 S. 148.
[4]) Über die Bildung der oberschlesischen Erzlagerstätten. Centralbl. f. Min. 1904, S. 40—49.

mäßigkeit erkennen läßt.

Der dritte Satz behandelt eine Frage von grundlegender Bedeutung. Es liegt nach Ansicht des Verfassers in Oberschlesien ursprünglich ein stellenweise stark toniger, dolomitischer Kalkstein vor, dessen Dolomitisierung durch Fortführung des leichter löslichen Kalziumkarbonates vermittelst des Kohlensäuregehaltes der erzhaltigen Lösungswasser verursacht wurde. Diese Annahme wird durch das Fehlen jeglicher Schichtung des Dolomites, durch seine große Petrefaktenarmut und durch zahlreiche Hohlraumausfüllungen (besonders auch der von der Exkursion besuchten Rococogrube) gestützt. In den oxydischen Erzen (Galmei, Brauneisenstein, Weißbleierz) sieht der Verfasser nicht Umwandlungsprodukte der Sulfide, sondern vorwaltend primäre Infiltrationsprodukte. Es handelt sich um die gleichzeitige Einwirkung karbonatischer und sulfatischer Lösungen auf das Nebengestein; die oxydischen Erze sind keineswegs nur an das Ausgehende geknüpft, auch Hohlraumausfüllungen der Rococogrube, wo auf den Karbonaten Kristalle der Sulfide aufsitzen, beweisen dies.

Für den vierten Satz endlich ist die Tatsache anzuführen, daß zweifellos eine Erzanreicherung an Klüften zu konstatieren ist, obwohl nirgends der Nachweis geführt ist, daß die Klüfte als Zuführungskanäle für aufsteigende Lösungen dienten. Daß in der Nähe der Klüfte eine starke Erzanreicherung stattfand, ist auch durch die Annahme einer Zuführung des Erzgehaltes von obenher erklärbar: In der Nähe der Klüfte mußte die Zirkulation der mit Erzlösungen beladenen Wässer besonders lebhaft sein, und dort hatten auch die den Erzlösungen entgegenströmenden Entgasungsprodukte der Steinkohle besonders Gelegenheit emporzusteigen und auf den Absatz von Erz hinzuwirken.

Nach alledem gehören die oberschlesischen Erzlagerstätten zu den epigenetischen Erzstöcken, d. h. zu derselben Gruppe, in welche die Vorkommen von Aachen, von Raibl und Deutsch-Bleiberg,[1]) vom Mississippi und Missouri u. s. w. einzu-

---

[1]) In dem geologisch und petrographisch den oberschlesischen nahestehenden Erzvorkommen von Deutsch-Bleiberg liegt die Erzlage nicht an der Basis, sondern im obersten Teile des Wettersteinkalkes, im unmittelbaren Liegenden des Bleiberger Lagerschiefers, der hinsichtlich seiner Wasserundurchlässigkeit dem oberschlesischen Vitriolletten zu vergleichen ist. Bei Deutsch-Bleiberg hat also im Sinne der BEYSCHLAGschen Theorie ein Aufsteigen der erzbeladenen Lösungen stattgefunden (wobei die Herkunft des Bleis und Zinkes aus dem Wettersteinkalk und Dolomit oder größerer Teufe zweifelhaft ist). Andererseits wirkt in den Alpen der Einfluß, den die Verwerfungen auf die Erzführung haben, gerade umgekehrt wie in Oberschlesien. In Oberschlesien sucht der Bergmann die Sprünge, bei Deutsch-Blei-

reihen sind, und in die sie R. BECK in seiner „Lehre von den Erzlagerstätten“ völlig richtig eingeordnet hat. Die Form dieser Lagerstätten ist in engstem Zusammenhange mit ihrer Bildungsweise von Hause aus eine unregelmäßig begrenzte: stock- oder nesterförmige; nur einem Zufall, der Stauung der Erzlösungen nämlich an dem tonigen Sohlenstein, haben die oberschlesischen Lagerstätten ihren scheinbaren Charakter als Lager zu verdanken.

Es folgt aus dem Gesagten, daß es völlig unmöglich ist, ein schematisches Profil für Oberschlesien zu geben; die Lagerungserscheinungen werden durch Verhältnisse, die nicht von vornherein zu übersehen sind, vor allem nach Ansicht des Verfassers durch eingestreute tonige Partieen im Dolomit, wesentlich bedingt. Man muß sich deshalb mit einzelnen Grubenbildern begnügen, und es seien hier zum Schlusse zwei Profile der von der Exkursion besuchten Rococogrube, die ich der Liebenswürdigkeit des Leiters dieser Grube, Herrn Berginspektor MUSCHALLIK verdanke, veröffentlicht.

---

berg meidet er sie. Für die Unabhängigkeit der Bleiberger Lagerstätten von den Verwerfungen spricht der Verlauf der letzteren: der große, mehr als 1200 m Sprunghöhe messende Gailbruch, eine der gewaltigsten Störungen des Alpensystemes, zieht in mehreren Kilometern Abstand um das Erzlager herum. Eine Beeinflussung ist wahrnehmbar, findet jedoch nach Oberbergrat CANAVAL nur in negativer Weise statt, d. h. in der Nähe des Bruches fehlen die Bleilager, sie sind von der Dislokation zertrümmert oder vernichtet.

Das oberschlesische Steinkohlengebirge.

Von Herrn P. Geisenheimer.

Hierzu Taf. XXXIII, XXXIV u. 1 Textfig.

Am Abend des zweiten Tages betritt die Exkursion das oberschlesische Steinkohlenrevier, dessen wichtigsten Teil z. Z. der Bezirk von Gleiwitz, Zabrze und Myslowitz bildet.

Im Jahre 1742 kam Schlesien unter die preußische Herrschaft. Die neue tatkräftige Verwaltung suchte die Schäden des Krieges dadurch zu heilen, daß sie überall die natürlichen Produktionsquellen des Landes förderte. Zwar wurde schon damals in der Gegend von Ruda Bergbau auf Steinkohlen getrieben, doch aus den Berichten jener Zeit wissen wir, daß dies fast nur Tagebau war. Erst unter Friedrich dem Großen wurden Bergwerke nach heutigen Begriffen angelegt.

Das Hauptverdienst um die Entwicklung des jungen Steinkohlenbergbaues gebührt dem im Jahre 1778 nach Schlesien berufenen Berghauptmann Freiherrn von Reden, der zuerst die hohe Bedeutung der oberschlesischen Steinkohle für die anderen Industriezweige erkannte. Eines der wichtigsten Kohlenflöze trägt noch heut den Namen jenes verdienstvollen Berghauptmanns. Bereits im Jahre 1791 konnte er von 17 Steinkohlengruben berichten. Durch ihn entstanden die Bergwerke „König“ und „Königin Luise“, deren Namen an Friedrich Wilhelm III. und seine unvergeßliche Gemahlin erinnern. Ihm verdanken wir die großartige Entwicklung des oberschlesischen Steinkohlenbergbaues, der heute unmittelbar auf Westfalen folgt und an Bedeutung alle anderen Montanbezirke des Kontinents übertrifft.

Der oberschlesische Industriebezirk fördert z. Z. jährlich etwa 25 Millionen Tonnen Kohle. Obwohl die jährliche Förderleistung nur ein halb so groß ist wie diejenige des Ruhrkohlenreviers, so übertrifft es dieses hinsichtlich seiner Kohlenvorräte.

Diese Angaben beziehen sich nur auf den preußischen Anteil des großen schlesisch-mährisch-polnischen Steinkohlenreviers, welches sich etwa über einen Flächenraum von 5600—5800 qkm erstreckt. Bei weitem der größte Teil — etwa 3600 qkm — liegt in Preußen, während ein kleinerer Teil zu Österreich-Ungarn und ein noch geringerer zu Rußland gehört.

Gehen wir nun auf die Einzelheiten der Lagerung näher ein. Die direkte Auflagerungsfläche des oberschlesischen Karbons ist nirgends in einem einheitlichen Profile aufgeschlossen. Nach der Kombination der isolierten Aufschlüsse läßt sich annehmen

daß bei Hultschin und Tost unterkarbonische Pflanzengrauwac[illegible] in Russisch-Polen unterkarbonischer Sandstein mit marinen Fossili[illegible] und devonische Gesteine, endlich bei Krzeszowice, westlich von Kra[illegible] unterkarbonischer Kohlenkalk das Liegende darstellt. Die Ku[illegible] grauwacke enthält in Österreich manchmal Kohlenschmitze; Tie[illegible] beschreibt ein derartiges Vorkommen aus der Gegend von W[illegible] stadt. Auch der Verfasser fand in einer Schlucht westlich v[illegible] Bobrownik ein schwaches, etwa 30 cm mächtiges Kohlenflöz m[illegible] mulmiger schiefriger Kohle.

Zwischen dem Oberkarbon und der unterkarbonischen Gra[illegible] wacke ist z. T. deutliche Diskordanz vorhanden. In de[illegible] erwähnten Krzeszowice wurde durch einen Querschlag die Di[illegible] kordanz auch zwischen Oberkarbon und Kohlenkalk gefunden.

Bei Bobrownik jedoch konnte der Verfasser bereits im Jahr[illegible] 1900 von neuem feststellen, daß hier das Oberkarbon und da[illegible] Unterkarbon gleiches Streichen und Einfallen besitzen und also di[illegible] Oberkarbon[1]) anscheinend konkordant auf dem Unterkarbon lagert.[2])

---

[1]) Verf. stellt die liegendsten Schichten des Karbons bei Mährisc[illegible] Ostrau (= Golonoger Schichten Potoniés), in denen bauwürdige Flö[illegible] vorkommen, und die durch die Oskarschachtanlage der kon[illegible] Hultschiner Steinkohlengruben aufgeschlossen sind, zum Oberkarbo[illegible] Mit der Frage der Zugehörigkeit dieser Schichten wird sich eine der[illegible] nächst erscheinende Arbeit des Verfassers eingehender beschäftigen.

[2]) Schon Römer hatte hier eine Konkordanz gefunden. Spät[illegible] stellte Stur gleichfalls eine deutliche Konkordanz fest und gründe[illegible] auf diesen Umstand z. T. seine Ansicht, daß die Ostrauer Schicht[illegible] noch zum Unterkarbon zu zählen seien. Gegen die Annahme einer Ko[illegible] kordanz wandte sich dann Tietze in einem längeren Aufsatze, in de[illegible] er ausführte, daß die Kulmschichten an der Grenze von Karbon un[illegible] Kulm zwar das gleiche Streichen wie die Oberkarbonschichten hätte[illegible] daß sie aber gegen Westen einfielen, während das Oberkarbon na[illegible] den ihm zur Verfügung stehenden Grubenkarten sich nach Osten ver[illegible] flächte. Diese Ausführungen bestritt hierauf Jicinsky und behauptete, daß nach seiner Ansicht die Kulmschichten gleichfalls sich gegen Osten verflächten. Verf. stellte nun fest, daß in der Tat die Kulmschichten gegen Westen einfallen und daß die Oberkarbonschichten sich gleichfalls gegen Westen verflächen, daß die letzteren aber hierauf bei etwa 150 m Tiefe umbiegen und das Einfallen der anderen Ostrauer Flöze im Innern der Mulde annehmen. Ob die Grauwackenschichten diese Umbiegung in der Tiefe mitmachen, ist nicht feststellbar, wohl aber wahrscheinlich. Jedenfalls sprechen diese Tatsachen sehr für eine Konkordanz der Schichten. Erwähnt muß werden, daß die Aufschlußpunkte, welche für diese Feststellungen benutzt wurden, etwa 300 m von einander entfernt liegen. Daß über das Verflächen der Schichfen so widersprechende Ansichten laut wurden, mag auf einem Umstande beruhen, auf den etwas näher eingegangen werden soll. Ursprünglich sind jedenfalls die Schichten auch in ihrem oberen Teile gegen Osten eingefallen und erst durch einen von Westen her wirkenden Druck umgekippt worden. Wir haben infolge dieser Überkippung die interessante Erscheinung vor uns, daß hier das Unterkarbon über der höheren Abteilung derselben Formation liegt.

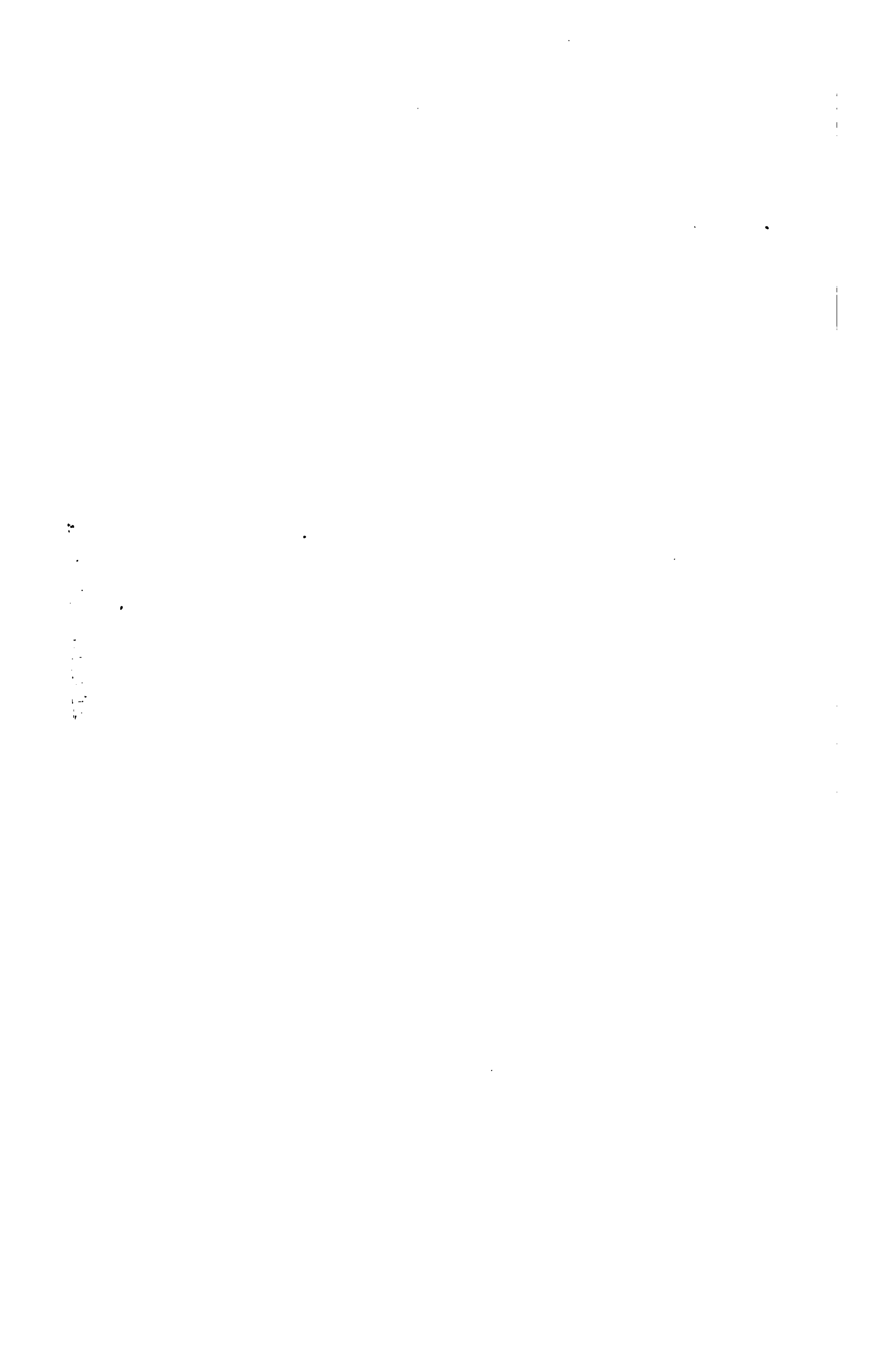
Erklärung zu Tafel XXXIII.

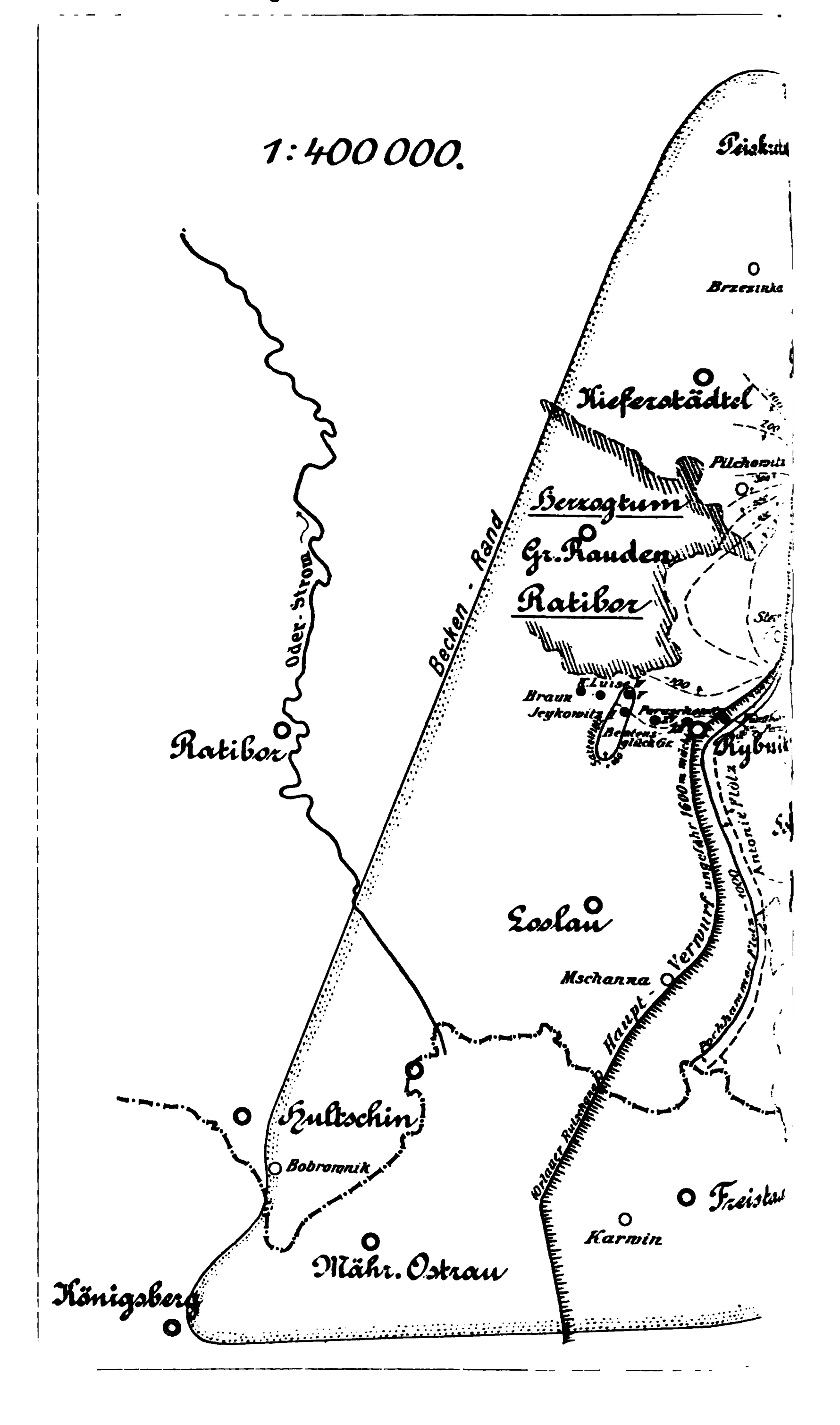
Übersichtskarte des Oberschlesischen Steinkohlengebirges i. M. 1 : 400 000.

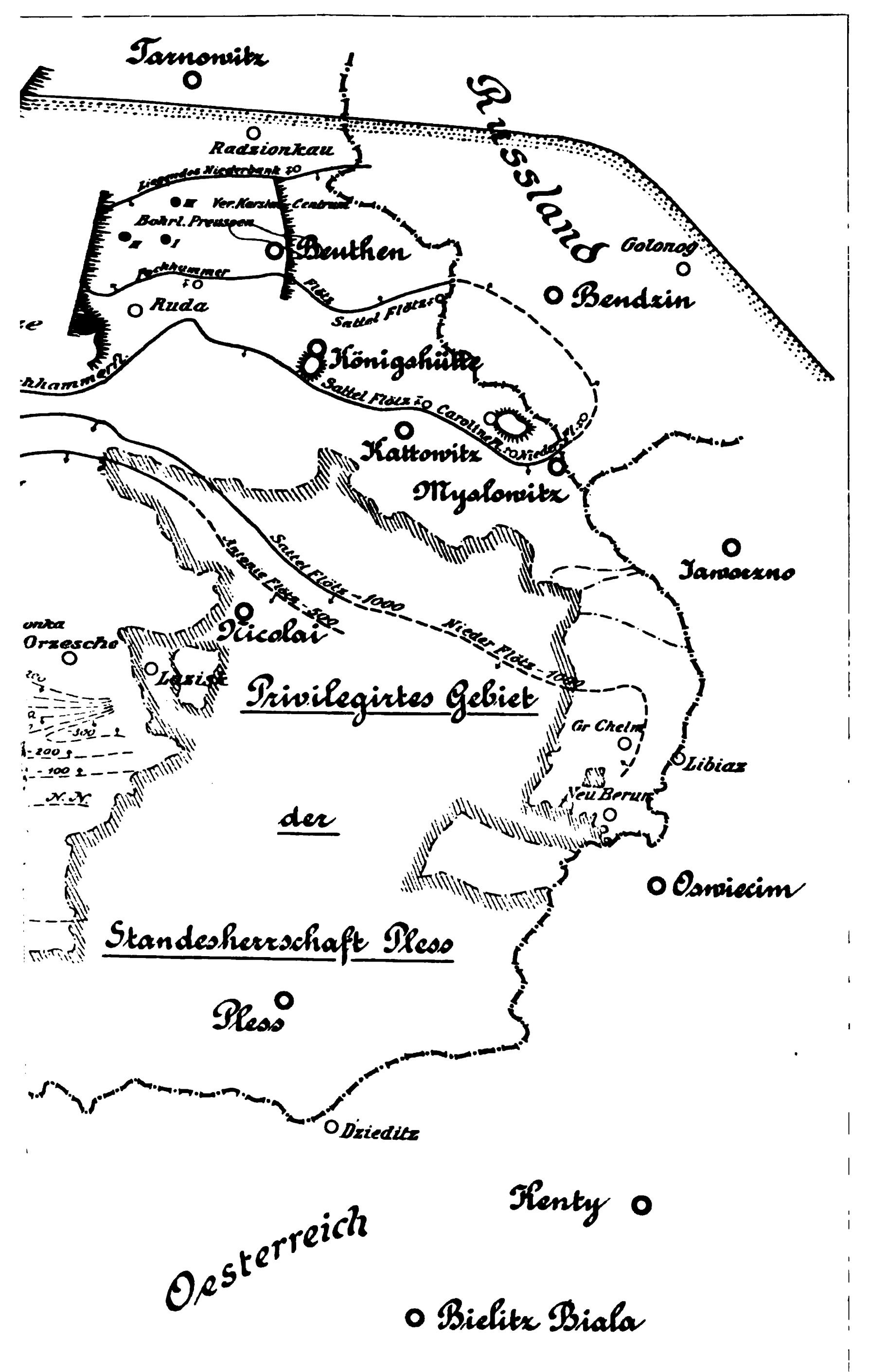
Unter Benutzung der SEELIGERschen Karten in „Wiskott: Die neueren Aufschlüsse in Oberschlesien, Verhandlungen des Allg. Deutschen Bergmannstages 1901“ und in FRECH, Die Steinkohlenformation, Lethaea palaeozoica 1899.

Die Gleiwitz-Orlauer[1]) Haupt-Störungszone ist mit einer der abgesunkenen Scholle entsprechenden Schraffierung (ca. 1600 m Sprunghöhe) angegeben. Im Osten verlaufen parallel die weniger bedeutenden Sprünge von Zabrze und Beuthen. Die Flözberge von Zabrze, Königshütte und Rosdzin sind gleichfalls durch eine Schraffierung angedeutet.

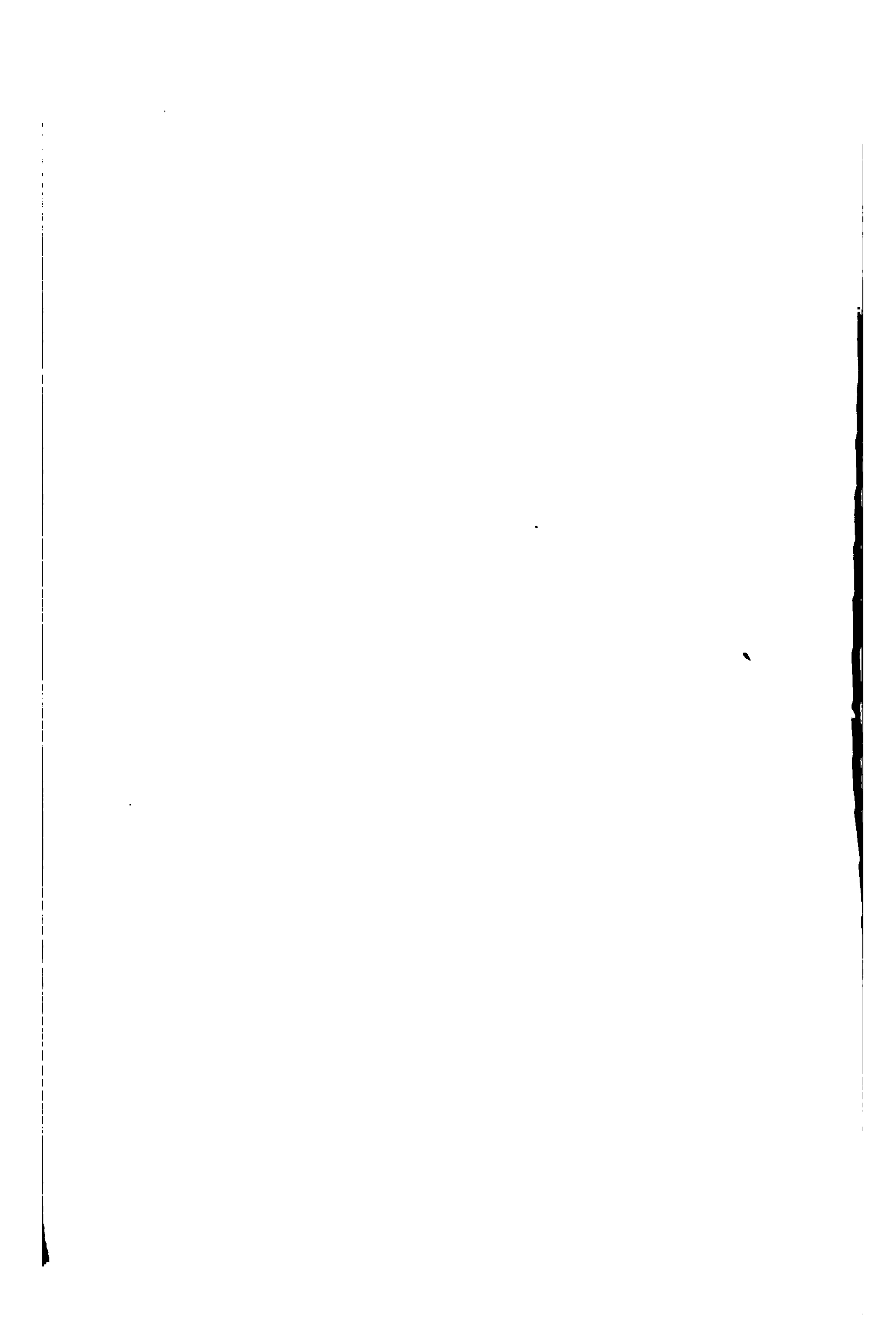
[1]) Orlau liegt auf dem Störungszone zwischen Ostrau und Karwin.

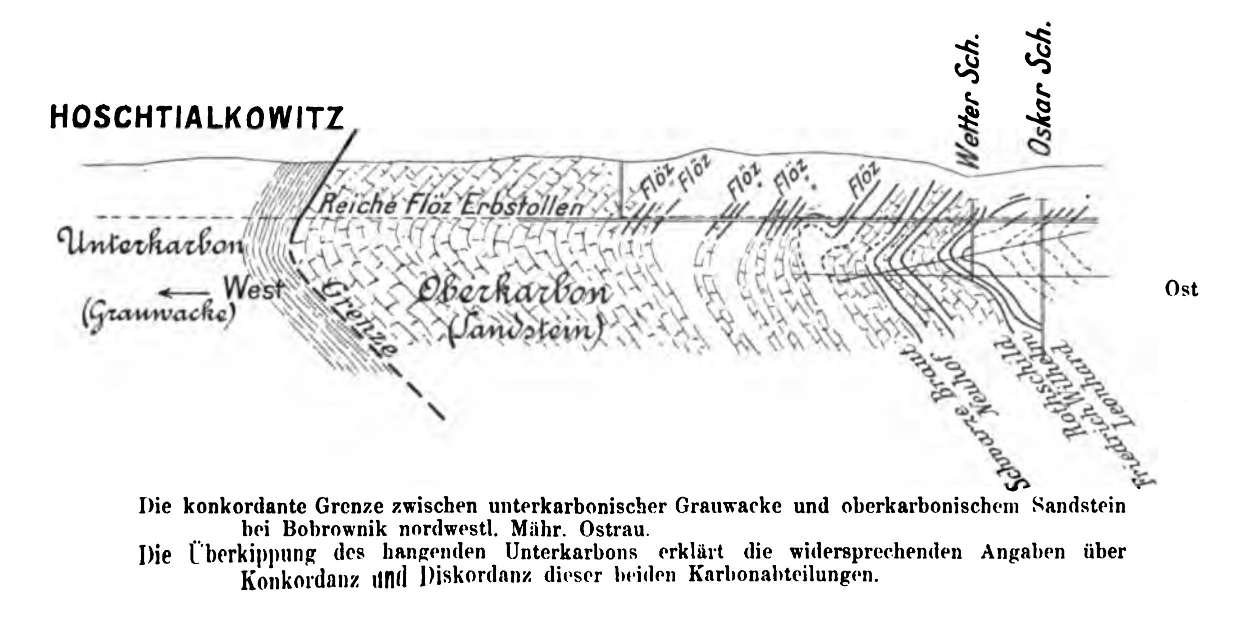



1:400000.
Kieferstädtel
Herzogtum
Gr. Rauden
Ratibor
Oder-Strom
Becken-Rand
Ratibor
Braun
Jeykowitz
Loslau
Mschanna
Haupt-Verwurf ungefähr 1600 m
Antonie Flötz
Hultschin
Bobrownik
Mähr. Ostrau
Karwin
Königsberg



J. F. Starcke, Berlin W.





Die konkordante Grenze zwischen unterkarbonischer Grauwacke und oberkarbonischem Sandstein bei Bobrownik nordwestl. Mähr. Ostrau.
Die Überkippung des hangenden Unterkarbons erklärt die widersprechenden Angaben über Konkordanz und Diskordanz dieser beiden Karbonabteilungen.

Ob dieses Verhalten auf Zufall beruht oder ob ihm größere Wich-keit beizumessen ist, soll hier nicht weiter untersucht werden.

Wenden wir uns nun zur Gliederung der oberschlesisc. Steinkohlenformation. Nachgewiesen ist unteres und mittl. Oberkarbon. Die erste Einteilung, welche für die Folgezeit grundlegend war, erfolgte durch STUR[1]) im Jahre 1877. Er unterschied Ostrauer Schichten und Dombrau-Orlauer Schichten, v. denen er die letzteren dem Karbon und zwar den Schatzlar. Schichten, die ersteren aber dem Kulm zuzählte. Wie TIETZE jedoch nachwies, war die STURsche Ansicht, daß das Unterkarb. auch die Ostrauer Schichten umfasse, nicht haltbar, da STUR . dieser Annahme z. T. von falschen Voraussetzungen au-gegangen war. Die Ostrauer Schichten teilte STUR in fü. Flözgruppen ein, während eine sechste die Schatzlarer Schicht. umfassen sollte. (Siehe Zusammenstellung am Schluß.)

JICINSKI unterschied im Jahr 1885 acht Flözgruppen. . Jahr 1898 dann nur drei Flözgruppen. Doch braucht auf di. nicht näher eingegangen zu werden, da die Einteilung mehr . technischen als von wissenschaftlichen Gesichtspunkten aus gesch. Von ihm rührt die Bezeichnung der Schatzlarer Schichten . Karwiner Schichten her.[3])

Im Jahre 1895 veröffentlichte dann EBERT[4]) eine neue E. teilung, die u. a. dadurch bemerkenswert ist, daß *sie sich* b. der Bezeichnung der einzelnen Flözgruppen zum erstenmal . ausgedehntem Maße der Lokalnamen bediente.

Wichtig war ferner die auf das Studium der Flora gestützt. Einteilung POTONIÉs[5]) vom Jahre 1896, welcher die STURsche Einteilung erweiterte. POTONIÉ fand die Floren I, II, III und IV. Er unterschied acht Flözgruppen, denen er gleichfalls Lokalname. beilegte. (Siehe die Zusammenstellung.)

Zwei Jahre (1898) später trat GÄBLER mit einer neue. Einteilung hervor, nachdem er bereits im Jahre 1891 eine solch. veröffentlicht hatte. GÄBLER behielt die STURsche Haupteinteilung im allgemeinen bei, gab jedoch den einzelnen Flözgruppen Lokal-

---

[1]) Die Kulmflora der Ostrauer und Waldenburger Schichten. — Abhandl. K. K. geol. R.-A. 8. H. 2. Wien 1875—1877.

[2]) Zur Geologie der Umgegend von Ostrau. Jahrb. K. K. geol. R.-A. 43. 1893. Wien 1894.

[3]) JICINSKY, Monographie des Ostrau-Karwiner Steinkohlenrevier. Teschen 1885 und Bergmännische Notizen aus dem Ostrau-Karwiner Steinkohlenrevier. Mähr. Ostrau 1898.

[4]) Die stratigraphischen Ergebnisse der neueren Tiefbohrungen im oberschlesischen Steinkohlengebirge. Abhandl. Kgl. Preuß. geol. L.-A. H. 19. Berlin 1895.

[5]) Die floristische Gliederung des deutschen Karbon und Perm. Ebenda. H. 21. Berlin 1896.

namen und bildete, hauptsächlich von stratigraphischen, weniger paläontologischen Gesichtspunkten ausgehend, Unterabteilungen, die gleichfalls Lokalnamen erhielten. (Siehe Zusammenstellung.) Der von Ebert, Potonié und Gäbler bevorzugte Gebrauch der Lokalnamen ist nun insofern nicht vorteilhaft, als mit demselben Namen bei den verschiedenen Autoren oft ganz verschiedene Schichten bezeichnet werden.

Im Jahre 1901 hat dann Michael eine neue Namengebung des oberschlesischen Karbons veröffentlicht. Michael stellt die Sattelschichten, ebenso wie Gäbler, als selbständige Abteilung auf und nennt die Schichten darüber „Muldengruppe" oder Karwiner Schichten. Ferner bezeichnet er die Schichten unter den Sattelflözen als „Randgruppe" oder Ostrauer Gruppe. Für die Sattel- und die Randgruppe wählt er die Bezeichnung „Silesische Stufe", während er für die Muldengruppe die Frechsche Bezeichnung: „Saarbrücker Stufe" beibehält. (Siehe die Zusammenstellung.)

Eine einfache und dabei lediglich von wissenschaftlichen Gesichtspunkten ausgehende Einteilung schlägt Frech (1899 und 1901) vor. Um die Zahl der bei der Gliederung des oberschlesischen Karbons so vielfach angewandten Lokalnamen zu reduzieren, wendet er die allgemein für die Einteilung des Karbons übliche Bezeichnungsweise auch für Oberschlesien an.[1]) Demgemäß bezeichnet er die Schichten über den Sattelflözen als „Saarbrücker Stufe". Da eine allgemeine Bezeichnung für die zwischen Unterkarbon und Saarbrücker Stufe befindlichen Schichten bis dahin fehlte, so wurde für diese der Name „Sudetische Stufe" gewählt.[2]) Zur Sudetischen Stufe würden also die Sattelflözschichten ebenso wie ihr Liegendes zu rechnen sein. Den Golonoger Sandstein Potoniés stellt Frech zum Unterkarbon.

Die Frechschen Bezeichnungen bezwecken zunächst den Vergleich mit anderen Vorkommen zu erleichtern.

Sollte man in der Praxis mit dieser Bezeichnung und einer Unterteilung, wie z. B. Obere und Untere Saarbrücker Stufe,

---

[1]) Frech. Die Steinkohlenformation. Sep.-Abdr. a. d. Lethaea palaeozoica. Stuttgart 1899. — Führer für die geologische Exkursion des XIII. Deutschen Geographentages aus Oberschlesien. 3. Die Steinkohlenformation. Breslau 1901.

[2]) Die Bezeichnung „Sudetische Stufe" ist auch für das oberschlesische Karbon zutreffend, insofern als es von den Sudeten stark beeinflußt worden ist. Die Ausläufer der Sudeten bei Hultschin und Mährisch-Ostrau stellen in tektonischer deutlich, in orographischer Beziehung weniger ausgeprägt, einen Teil des sudetischen Hügellandes dar. Die Sedimentbildung in Preußisch-Oberschlesien ist auf das unzweideutigste von den Sudeten beeinflußt. Die sog. Schichtenverjüngung (s. S. 283) entspricht einem riesigen, von den Sudeten ausgehenden Schuttkegel.

nicht auskommen, so wäre es nach Ansicht des Verfassers zwe... mäßig, die zu bildenden Unterabteilungen, wie in anderen Revier... nach den Leitflözen zu benennen. Nach der eingehenden Unte... suchung des oberschlesischen Karbons im letzten Jahrzehnt u... der Herausgabe einer Flözkarte durch das Königliche Oberb... amt zu Breslau dürften der Aufstellung von Leitflözen kei... Schwierigkeiten entgegenstehen.[1])

Der Vollständigkeit wegen sei noch erwähnt, daß Lempi... das Karbon in Russisch-Polen in drei Gruppen: 1) Schich... über dem Redenflöz, 2) Redenflözschichten und 3) Schich... unter dem Redenflöz einteilte; die Redenflözschichten entsprech... hierbei den Sattelflözschichten.

In Galizien hat Bartonec das Karbon, soweit es bisher au... geschlossen worden ist, gegliedert.

Betrachten wir nun die stratigraphischen Verhältnisse d... oberschlesischen Ablagerung.[2]) Diejenige Schichtengruppe, welch... das oberschlesische Karbon am meisten charakterisiert, ist d... Sattelflözgruppe.[3]) Sie ist ausgezeichnet durch verschiedene Fl... von einzig dastehender Mächtigkeit, welche sich auf weite E... fernungen hin verfolgen lassen. Bei Zabrze besitzen die Satte... flözschichten eine Mächtigkeit von 244 m mit 30 m Kohle... Die Flöze sind 1,5—13 m mächtig; in Russisch-Polen ste... infolge der Vereinigung mehrerer Flöze die Mächtigkeit bis a...

---

[1]) Der oberschlesische Bergmann spricht bereits heut z. B. v... „Einsiedelschichten“ und „Pochhammerschichten“. Übrigens hat sch... Gäbler bei seiner Gliederung 1898 für jede Schichtenabteilung ei... Leitflöz angegeben, ohne allerdings die Schichtenabteilung danach z... benennen.

[2]) Für die folgenden Ausführungen sind z. T. die Veröffent... lichungen Frechs, Eberts, Gäblers, Wiscotts u. a. zum Anhalt genommen. — Es ist falsch, von einem oberschlesischen Steinkohlen... becken zu sprechen, denn das Karbon in Oberschlesien ist nur ei... Teil jener gewaltigen Ablagerung, die sich von England über Westfalen nach Osten erstreckte. Diese ist zwischen dem karbonischen Hochgebirge und dem Meeresrande entstanden und hat niemals ein Becken dargestellt. Sie wurde wohl einer Faltung, aber keiner Becken... bildung unterworfen. (Vergl. die Karte „Die Kohlenfelder und Falten... gebirge Mitteleuropas nach Schluß der Karbonzeit“ in Frech, Die Steinkohlenformation.)

[3]) Die bergmännische Bezeichnung Sattelflözgruppe entspricht hier dem geologischen Begriff einer Zone, also Sattelflözgruppe = Sattelflözzone. (Nicht völlig zutreffend ist dagegen die Bezeichnung „Sattel-Gruppe“ s. o.)

[4]) Die Angaben über die Mächtigkeit der Schichten sind hier und an anderen Stellen den Gäblerschen Arbeiten entnommen.

19 m.[1]) Paläontologisch sind diese Schichten charakterisiert durch eine Mischflora von unter- und oberkarbonischen Pflanzen, petrographisch durch die verhältnismäßig große Mächtigkeit der Sandsteinbänke. Die Sattelflöze führen teils Fett-, teils Flammkohlen. Im Ostrau-Karwiner Revier sind sie bisher nicht angetroffen worden.

Mächtiger als die Sattelflözgruppe sind die unter ihnen lagernden Sudetischen Schichten entwickelt; ihr Kohlenreichtum ist jedoch verhältnismäßig bedeutend geringer. In Ostrau sind sie in einer Mächtigkeit von über 4056 m aufgeschlossen worden mit 107 m Kohlenmächtigkeit, von denen 65 m gewinnbar sind. Die Flözmächtigkeit ist im allgemeinen geringer als 2 m. Interessant bei dieser Flözgruppe sowie bei der Sattelflözgruppe ist die Erscheinung, daß die Mächtigkeit der einzelnen Schichten in der Richtung von West nach Ost abnimmt; die Schichten verjüngen sich im Osten, und die Kohlenflöze vereinigen sich miteinander. So vermindert sich die Mächtigkeit der im Liegenden der Sattelflöze befindlichen Sudetischen Schichten von 4056 m bei Ostrau auf 505 m bei Golonog in Russisch-Polen und diejenige

[1]) Der Abbau dieser mächtigen Flöze ist mit ungewöhnlichen Schwierigkeiten verknüpft. Schon der Einbau der langen Stempel und Kappen (Grubenhölzer) erfordert viel Zeit und Geschick. Zur Beleuchtung der Pfeilerabschnitte (Abbaupunkte) in den mächtigen Flözen reichen oft die gewöhnlichen Bergmannslampen nicht aus, man ist daher teilweise zu elektrischer oder Acetylen-Beleuchtung übergegangen. Ferner ist es nicht immer möglich, bei dem bis vor kurzem ausschließlich üblichen Pfeilerabbau alle Kohle aus den abgebauten Räumen zu entfernen, da oft das Dach des Flözes vorzeitig hereinbricht; durch die im Abbau zurückgebliebene Kohle wird alsdann Grubenbrand erzeugt. — Schwierig ist es auch, sich in den mächtigen Flözen gegen herabfallende Gesteins- und Kohlenstücke zu schützen; aus diesem Grunde ist die Zahl der durch Stein- und Kohlenfall hervorgerufenen Verletzungen in Oberschlesien bedeutend größer als in anderen Bezirken. Schließlich ist noch zu erwähnen, daß zum Schutze der bebauten Tagesoberfläche in Oberschlesien kolossale Kohlenmengen in Form von Sicherheitspfeilern geopfert werden müssen, die auf diese Weise dem Nationalvermögen verloren gehen. Aus all diesen Gründen erreicht der Abbauverlust an Kohle auf den oberschlesischen Gruben die enorme Höhe von 80 bis 50%.

Eine Wendung zum Besseren dürfte eintreten, wenn der neue Sandspülversatz auf allen Gruben Eingang gefunden haben wird. Zuerst wurde er vor wenigen Jahren auf der Myslowitz-Grube von Generaldirektor Williger angewandt. Das Verfahren besteht darin, daß man die ausgekohlten Räume durch ein Gemisch von Sand und Wasser, welches von über Tage in die Grube geleitet wird, vollschlämmt. Das Wasser fließt ab, und die eingeschlämmten Massen füllen die abgebauten Flözteile an Stelle der Kohle vollständig dicht aus. Der Schlammversatz bedeutet den wichtigsten Fortschritt der Bergbautechnik der Neuzeit.

der Sattelflözschichten von 244 m bei Zabrze auf 14 m b
Zagorze in Rußland. Der Grund für diese Erscheinung li
wohl darin, daß die gesteinsbildenden sedimentären Massen v
Westen her eingeschwemmt wurden. Sie lagerten sich daher
Westen, in der Nähe des alten Gebirges, früher und stärker
als in den östlichen Gegenden. Paläontologisch sind di
Schichten bemerkenswert durch Einlagerungen einer rein mari
Fauna, welche sich unterhalb der Sattelflöze findet. Der e
marine Horizont wurde von Ferd. Römer auf der Königsgr
entdeckt (Römer-Horizont). Brack- und Süßwasserfossilien dage
vor allem die Gattung *Anthracosia*, finden sich durch das g
Steinkohlengebirge verteilt.

Die unteren Sudetischen Schichten sind in der Nähe v
Mährisch-Ostrau von Eruptivgesteinen durchbrochen worden, wel
von den Geologen teils als Basalte, teils als Porphyre angesproch
werden. Sie bilden meist Spaltenausfüllungen innerhalb des G
birges. Eruptivdecken sind nicht vorhanden.

Über den Sattelflözen liegen die Saarbrücker Schichten
einer bei Orzesche gemessenen Mächtigkeit von 2676 m m
162 m Kohle. 74 m Kohle kommen in bauwürdigen Flözen vo
Einzelne Flöze erreichen eine Mächtigkeit von 3—4 *m*. In ihn
sind die Schiefer vorherrschend, während die Sandsteine zurück
treten. Die Saarbrücker Stufe nimmt nach Süden an Mächtigk
zu, während sich zugleich die Flöze in dieser Richtung spalten
und schwächer werden. Es ist dies ein Beweis, daß bei ihn
die Einschwemmung der bei der Abtragung der Sudeten ent
standenen Schuttmassen nicht von Westen, sondern von Süden
her erfolgte.

Auf der von der Exkursion zu befahrenden Königin Luise-
Grube sind im wesentlichen die Sattelflöze aufgeschlossen (vergl.
Profil). Bemerkenswert ist, daß die Flöze Reden und Pochhammer
die im Westen des Grubenfeldes getrennt auftreten, sich im
Porembaschachtfelde zu einem Flöze vereinigen. Von den Saar-
brücker Schichten ist nur ein geringer Teil im Osten des Gruben-
feldes vorhanden. Die Schichten unter den Sattelflözen sind bis-
her noch nicht Gegenstand des Abbaues gewesen und nur durch
Bohrlöcher durchsunken worden. Z. Z. bewegt sich der Abbau
ausschließlich in den mächtigen Sattelflözen.

Schlagende Wetter gibt es in Preußisch-Oberschlesien nur
auf wenigen Gruben; dagegen ist die Schlagwetterentwicklung im
Ostrauer Revier eine sehr starke.

Der Aufbau des oberschlesischen Steinkohlengebirges ist
verhältnismäßig einfach. Die Hauptachse bildet der sog. Gleiwitz-
Myslowitzer Rücken, der sich von Gleiwitz in ostwestlicher

Richtung über Zabrze, Königshütte, Laurahütte, Rosdzin nach Sielce in Polen hinzieht (vergl. die Übersichstkarte). Der Sattel besitzt vier kuppelförmige Auftreibungen, sog. Flözberge, die als Zabrzer, Königshütter, Laurahütter und Rosdziner Sattel bezeichnet werden. Diese Flözberge entsprechen ungefähr dem von EDUARD SUESS eingeführten Begriff einer Parma (-kuppelförmigen Schicht).

Nach Norden zu fallen die Schichten vom Sattel steil ab und bilden die nördliche Randmulde oder Beuthener Mulde, über die erst neuerdings durch die Bohrlöcher der Grube Preußen und die Baue der Karsten-Centrum-Grube Genaueres bekannt geworden ist. Der Südrand der Mulde fällt steiler ein, als man bisher annahm. Infolgedessen liegt im Muldentiefsten das Pochhammerflöz, das liegendste der Sattelflöze, bei etwa 1100 m Teufe[1]). Gegen Norden heben sich die Sattelflöze wieder heraus und werden bei Radzionkau abgebaut.

Der Gebirgsbau südlich des Hauptflözsattels ist erst durch die im letzten Jahrzehnt gestoßenen Bohrlöcher, vor allem die fiskalischen, genauer bekannt geworden. Beherrscht werden die Lagerungsverhältnisse durch eine gewaltige Störung, die Gleiwitz-Orlauer Rutschung genannt, welche in der Gegend von Rybnik ein Absinken des Ostflügels um etwa 1600—2000 m bedingt. Dies muß angenommen werden, da westlich des Verwurfs ältere Sudetische Schichten und östlich von ihm jüngere Saarbrücker Schichten in gleicher Teufe angetroffen wurden. Die Störung zieht von Orlau in nördlicher Richtung über Rybnik nach Gleiwitz.

Der Verwurf bildet nach älteren Ansichten eine Bruchzone von 2½ km[2]), nach neueren eine solche von nur 1 bis 1½ km Breite[3]).

Westlich der Störung bildet das Steinkohlengebirge eine flache Mulde, die sog. westliche Randmulde, deren Axe etwa von Süden nach Norden streicht. Die daselbst liegenden Schichten gehören der unteren Sudetischen Stufe an, bis auf die Flöze der Beatensglückgrube, die man als Äquivalente der Sattelflöze betrachtet.

Östlich des großen Orlauer Sprunges fallen die Schichten vom Hauptflözsattel allmählich nach Süden ab und bilden eine große, nach Südosten sich öffnende Mulde. Doch sind auch südlich des Hauptrückens verschiedene kuppelförmige Auftreibungen vorhanden. Ein derartiger Spezialsattel wird bei Jastrzemb, wo

---

[1]) Nach eigener Anschauung des Verfassers.

[2]) EBERT. Die stratigraphischen Ergebnisse der neueren Tiefbohrungen im oberschlesischen Steinkohlengebirge. S. 92.

[3]) GÄBLER. Neues aus dem oberschlesischen Steinkohlenbecken. Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- und Salinenwesen. 1908. S. 504.

die Sattelflöze erbohrt worden sind, vom Orlauer Sprung z geschnitten. Das Muldentiefste der großen Binnenmulde lie: zwischen Lazisk und Pleß. Hier lagern die ganzen jünge: Saarbrücker Schichten über den Sattelflözen, sodaß sich d letzteren z. Z. in einer für den Bergbau nicht erreichbaren Te: befinden. An dem nördlichen und westlichen Rande der Mu sind jedoch die oberen Schichten durch Erosion zerstört, und Sattelflöze liegen in geringerer Teufe.

Wann die Faltung der Karbonschichten stattgefunden ha ist nicht leicht zu bestimmen, da das jüngere Karbon und d Rotliegende nicht vorhanden sind, und der Buntsandstein d Karbon diskordant überlagert und nur wenig gestört ist. Jede: falls ist die Faltung nicht intrakarbonisch (sudetisch), sond: jungkarbonisch oder wahrscheinlich postkarbonisch.

In tektonischer Hinsicht haben sowohl die jungpaläozois: (postsudetische) wie die miocäne (karpatische) Faltung auf da oberschlesische Karbon eingewirkt. Zu welcher Zeit der Orla- Gleiwitzer Sprung entstanden ist, läßt sich schwer entscheide: Da seine Streichrichtung in keiner ausgesprochenen Beziehung zu d: Hauptfaltung des Steinkohlengebirges steht, so hat man keinen be- stimmten Anhalt dafür, daß er der Zeit der postsudetischen Faltung angehöre. Doch dürfte er älter sein, als die karpatische Faltungs- periode, denn zu beiden Seiten der Störungszone sind die tertiäre: Gesteinsbildungen etwa gleich stark entwickelt[1]), ein Beweis dafür daß zur Miocänzeit der Sprung bereits vorhanden und der stehen gebliebene westliche Flügel durch die Erosion schon soweit zer- stört war, daß ein Höhenunterschied mit dem abgesunkenen öst- lichen Flügel nicht mehr bestand.

Die Fortsetzung der oberschlesischen Kohlenfelder nac Österreich und Rußland umfaßt sehr verschiedenartige Vorkommen deren Aufbau und Zusammenhang durch Faltungen und Aus- waschungen im Bereich der miocänen Transgression sehr kompli- ziert geworden ist[2]).

Durch die ältere postsudetische Faltung sind zwei sattelartig NW—SO streichende Erhebungen geschaffen worden, welche in Russisch-Polen und Westgalizien aufgeschlossen sind[3]), und die man meiner Ansicht nach als Fortsetzung des Hauptflözsattels

[1]) Vergl. die Bohrangaben in EBERT a. a. O.

[2]) Dies und die folgenden drei Abschnitte sind z. T. aus FRECH, Östliche Fortsetzung der oberschlesischen Steinkohlenformation (Nach- trag zu „Die Steinkohlenformation in Oberschlesien", Lethaea palaeozoica) entnommen.

[3]) BARTONEC, Die Steinkohlenablagerung Westgaliziens und deren volkswirtschaftliche Bedeutung. Österreichische Zeitschr. f. Berg- und Hüttenwesen. 49. 1901.

und des Nordrandes der Beuthener Mulde auffassen kann. Die nordöstliche dieser Erhebungen bildet einen langgestreckten Zug, der sich von Bendzin und Dombrowa in Russisch-Polen, vielfach durch Trias und jüngere Gesteine verdeckt, bis Filipowice, Tenczynek (Christinastollen), Rudno und Sanka im Krakauischen Gebiet verfolgen läßt. Der unmittelbare Zusammenhang wenigstens der österreichischen Vorkommen ist um so wahrscheinlicher, als die bisher von dort (durch Tondera) bestimmten Pflanzen sämtlich auf die Sudetische Stufe (meist Schichten unter den Sattelflözen) hinweisen. Zwischen Porombka (Russisch-Polen) und Siercza (Galizien) ist auf eine längere Strecke der Zusammenhang des Karbons durch jüngere Auflagerungen unterbrochen. Die galizischen und russischen Flözteile enthalten Flammkohle, nur bei Tenczynek ist auch Gaskohle vorhanden. Das galizische Kohlengebirge folgt in ostwestlicher Richtung dem in Oberschlesien beobachteten Gesetz der Schichtenverjüngung.

„Eine südwestliche kürzere Erhebung liegt in Westgalizien und erreicht zwischen Dombrowa (Österreich) und Jaworzno nur die Oberfläche. Die Pflanzen besitzen ausnahmslos das Alter der Saarbrücker Schichten.[1]) Von den gegenüberliegenden gleich alten Schichten Oberschlesiens (Myslowitzer Wald und Janow sind die bekanntesten Fundorte) wird Österreichisch-Dombrowa durch die auch im unterirdischen Relief der Steinkohlenoberfläche scharf ausgeprägte Furche der Przemsa getrennt. Die durch Brüche komplizierte Absenkung des Myslowitzer Sattels ist hier offenbar noch durch die tertiäre Erosion vertieft worden. Auch die Trennung des kürzeren Jaworznoer Sattels von der längeren, im NO gelegenen Aufwölbung wird wahrscheinlich durch eine nachträglich erweiterte Synkline gebildet.

„Auch südlich, bezw. westlich von den genannten Vorkommen ist bei Zator und Auschwitz (Oswiecim) vielfach — z. T. in der geringen Tiefe von 80 m — unter dem miocänen Tegel Kohle erbohrt worden, deren genaueres Alter noch zu erforschen bleibt.“

Ferner wurden in der Nähe von Dzieditz bei Groß-Kaniow mehrere Bohrlöcher niedergebracht, welche flözführendes Karbon ergaben. Die durchsunkenen Schichten hielt man für Äquivalente der Saarbrücker Stufe. Diese Ansicht wurde bestätigt, als beim Abteufen eines Schachtes zahlreiche, in das Breslauer Museum gelangte Reste von *Sphenopteris Baeumleri* Andreae[2]) angetroffen

---

[1]) Auch in Siersza werden die Charakterpflanzen des mittleren Oberkarbon citiert: *Mariopteris muricata*, *Palmatopteris furcata*, *Sphenopteris obtusiloba*, *Sph. trifoliata* und *Alethopteris decurrens*.

[2]) Nach einer freundlichen Mitteilung des Herrn Professor Dr. Frech.

wurden. Die Flöze gehören also der **unteren** Saarbrücker Stufe an.

Den südlichsten Teil der gewaltigen Kohlenablagerung bildet das Ostrau-Karwiner Revier, welches seit mehr als 100 Jahren ausgebeutet wird. Nur sein nördlicher Rand greift auf preußisches Gebiet über, sonst liegt es völlig in Österreich. Es besteht aus zwei getrennten Gebieten, nämlich dem westlichen älteren Ostrauer Becken, welches von Petrzkowitz bis Orlau reicht und seinerseits wieder aus der Ostrauer Hauptmulde und der Separatmulde von Peterswald-Poremba gebildet wird, und der jüngeren östlichen Karwiner Ablagerung, welche sich von Orlau bis Karwin erstreckt.[1]

Die älteren Ostrauer Schichten gehören der Sudetischen, die jüngeren Karwiner der Saarbrücker Stufe an, wie sich aus Sturs Arbeiten ergibt.[2] Auch hier bildet das Karbon einen langgestreckten Rücken, der sich von Hoschialkowitz über Petrzkowitz und Koblau in Preußen und über Hruschau, Polnisch-Ostrau, Orlau, Dombrau, Karwin in Österreich in ostwestlicher Richtung hinzieht und an verschiedenen Stellen zutage tritt. Nach Norden fällt dieser Rücken unter die tertiäre Auflagerung steil ein, während er sich nach Süden langsam verflächt. Im westlichen Teile des Reviers, der den Sudeten angelagert ist, sind die Lagerungsverhältnisse stark gestört und die Schichten teilweise überkippt und überschoben. Zwischen der Ostrauer und der Karwiner Ablagerung setzt die große Orlau-Gleiwitzer Störung durch.

Trotzdem in neuerer Zeit zahlreiche Tiefbohrungen niedergebracht wurden, ist der Zusammenhang der Ostrauer mit den oberschlesischen Kohlenfeldern und der Karwiner mit den galizischen Vorkommen noch nicht bekannt geworden. Der Grund liegt darin, daß die Oberfläche des Karbons durch mehrere tief einschneidende Erosionstäler durchfurcht wird, deren Grund die Bohrungen nicht erreichten. So hat eine im Schillersdorfer Schwarzwald angesetzte Bohrung bis 420 m, eine andere am Vorwerk Niederhof (beide Punkte liegen nördlich von Petrzkowitz) bis 602 m Teufe nur tertiären Tegel durchteuft. Auch die Bohrung bei Schwarzwasser zwischen Karwin und Auschwitz ist bei 600 m Teufe im Tegel stecken geblieben.

Den Schluß der vorstehenden Ausführungen soll eine Gegen-

---

[1]) Jicinsky, Monographie des Ostrau-Karwiner Steinkohlenreviers. Teschen 1885. — Derselbe, Bergmännische Notizen aus dem Ostrau-Karwiner Steinkohlenrevier. Mährisch-Ostrau 1898. — Fillunger, Berger, Suess, Die geologischen Verhältnisse des Steinkohlenbeckens von Ostrau-Karwin.

[2]) D. Stur, Die Kulmflora der Ostrauer und Waldenburger Schichten. Abhandl. K. K. geol. R.-A. 8. (2) 1877. Vergl. auch von demselben die Karbonflora der Schatzlarer Schichten. Ebenda **11.** 1887.

überstellung der geologischen Eigentümlichkeiten des oberschlesisch-mährisch-polnischen und des niederschlesischen Kohlenreviers bilden.[1])

Oberschlesien-Mähren-Polen.	Niederschlesien.
Westfälische Entwicklung.	Saarbrücker Entwicklung.
Im unteren Teile paralisch (marine Einlagerungen), im oberen limnisch.	Limnisch (keine marinen Einlagerungen).
Faltung ober- oder postkarbonisch.	Faltung intrakarbonisch.
Außerordentliche Mächtigkeit einzelner Flöze (bis 18 m).	Mittlere Mächtigkeit der Flöze vorherrschend.
Konglomerate mittelkörnig (z. B. auf Königsgrube, Gemengteile von 3—4 cm Dm.)	Mächtige, grobe Konglomerate. (Großes Mittel von Waldenburg.)
Keine roten Sandsteine.	Rote Sandsteine (Ottweiler taube Facies verbreitet).
Eruptivgesteine als Spaltenausfüllungen nur in geringer Ausdehnung im unteren Teile des Oberkarbon. Keine Eruptivdecken.	Mächtige Eruptivdecken im mittleren und oberen Teil des Oberkarbon.
Schlagwetterentwicklung in Oberschlesien, Rußland und Galizien fast fehlend, im Ostrau-Karwiner Revier sehr stark.	Schlagwetter-Entwicklung häufig, aber in minder starkem Maße.

[1]) Vergleiche FRECH, a. a. O. S 339.

zeichneten Meeres entspricht, tauchten die Sudeten selbst empor. Einen deutlichen Hinweis auf das Vorhandensein eines Landes geben in Niederschlesien die untersenonen Kohlenflözc[1]), die Tone mit der massenhaft auftretenden Süßwassermuschel *Cyrena cretacea* DRESCHER, endlich die Bunzlauer Tone, deren einzige organische Reste Landpflanzen[2]) bilden.

2. Kurze Übersicht über die Entwicklung des Gebirgsbaues.

Ia. Die Faltung des Mittelkarbon wurde durch die Aufwölbung des unterkarbonischen Meeresgrundes und die massenhaften Brandungskonglomerate eingeleitet. Ein analoges Vorspiel an den hauptsächlichen Dislokationen beobachten wir in der jüngeren tektonischen Phase der schlesischen Gebirge.

Ib. Die die archäische böhmische Masse umgebenden Ketten des mittelkarbonischen (variscischen) Gebirgssystems zeigen ursprünglich eine gleichmäßige Umbiegung der Faltungszonen und eine deutliche Gliederung in eine innere und eine äußere Sedimentzone. Die kristalline Zentralzone mit ihren der Karbonzeit angehörenden Granitintrusionen ist im Erzgebirge, der Oberlausitz, im Riesen- und Isergebirge noch in verhältnismäßiger Vollständigkeit erhalten.

Ic. Schon die großen Mulden der postkarbonischen (postumen) Faltung, die Löwenberger Synkline mit ihren mannigfachen Ausläufern, sowie die Waldenburg-Schatzlarer Mulde sind im Gegensatz zu der allgemeinen mittelkarbonischen Faltung lokalisiert; jedoch ist die Diskordanz zwischen den verschiedenen Karbonstufen[3]) und dem Mittelrotliegenden sehr viel umfassender, als die mittelkarbonische Schichtenunterbrechung.

IIa. Die gebirgsbildenden Bewegungen, welche das Innere der Sudeten während der oberen Kreidezeit rascher hoben als den Außenrand, sind nicht an bestimmten tektonischen Erscheinungen nachweisbar, werden aber durch den Charakter der Sedimente unzweideutig kenntlich gemacht.

IIb. Die großen tektonischen Aufwärtsbewegungen, die den sudetischen Randbruch, die Lausitzer Überschiebung, die Aufwölbung der südlichen Grafschaft Glatz und den nachträglichen Einbruch des Neissegrabens hervorriefen, sind prämiocänen, d. h. höchst wahrscheinlich oligocänen Alters[4]).

---

[1]) R. DRESCHER: Über die Kreide-Bildungen der Gegend von Löwenberg. Diese Zeitschr. 15. 1863. S. 819.

[2]) F. ROEMER: Über Blattabdrücke in senonen Tonschichten bei Bunzlau in Niederschlesien. 41. 1889. S. 140.

[3]) Siehe HERBING, Umgebung von Landeshut. Festschrift.

[4]) FRECH, Tektonische Skizze von Schlesien. Geogr. Zeitschr. 8. S. 558.

Das vollkommene Fehlen der leicht kenntlichen untermiocänen Braunkohle, Glimmersande und Letten im Inneren der durch den Randbruch begrenzten Sudeten bildet einen unzweideutigen Hinweis auf die Entstehungszeit. Bei Wartha, Neiße und Jauernigk geht das Miocän unmittelbar bis an den Randbruch heran, ohne ihn zu überdecken. Das Miocän ist eine fluviatil-lacustre Ablagerung des Tieflandes und fehlt im Sudeteninneren selbst in den geringfügigsten Andeutungen ebenso, wie das sedimentäre Tertiär [1]) überhaupt.

Die oligocänen Brüche folgen im Ganzen der Streichrichtung der paläozoischen Falten, bilden jedoch ein vergröbertes Abbild derselben. Während die älteren Falten einen bogenförmigen Verlauf zeigen, stellen die jüngeren Brüche sich als geradlinig verlaufende, z. T. winklig gebrochene Linien dar. Im Nordwesten der Sudeten entspricht die WNW—OSO-Richtung der Falten ungefähr der Richtung der Lausitzer Überschiebung; der karbonische Riesengebirgsgranit zeigt sogar O—W-Richtung.

Der Hauptteil der nördlichen Sudeten zeigt, entsprechend dem Randbruch der Löwenberger und Waldenburg-Schatzlarer Mulde, eine NW—SO Streichrichtung. Die Umbiegung der Falten und Brüche in die N—S Richtung entspricht der von geographischer Seite allgemein, von geologischer so gut wie allgemein angenommenen Grenze gegen die südlichen Sudeten (Glatzer Schneeberg, Altvater, Mährisches Gesenke).

Die N—S-Richtung prägt sich im Neissegraben und im Verlauf der beiden ihn begrenzenden kristallinen Horste, in dem Landskroner Horst so gut wie in der Gleiwitz-Orlauer Bruchzone und dem Oppelner Sprung Oberschlesiens aus.

Die Umbiegungsstelle zwischen Reinerz, Cudowa, Glatz und Landeck ist durch eine gewaltige Häufung zahlreicher und tief einschneidender Dislokationen [2]) und Quellenspalten gekennzeichnet, wie sie weder im Süden, noch im Norden der Sudeten wiederkehrt. Eine speziellere, von einer Karte erläuterte Übersicht der tektonischen Störungen und Quellenspalten, die im Auftrage der Verwaltung des Bades Reinerz vom Herausgeber verfaßt wurde, wird den Teilnehmern der Exkursion überreicht werden. [3]) Es kann somit die Schilderung des Reiseweges und der Aufschlüsse unmittelbar folgen.

---

[1]) Das sog. „Pliocän“ des Steinetales ist in Wahrheit jung-quartär.

[2]) Vergl. LEPPLA, Geolog.-hydrograph. Darstellung des Niederschlagsgebietes der Glatzer Neiße. Abhandl. K. Preuß. geol. L.-A. N. F. 32.

[3]) REINERZ: Das Zentrum der Glatzer Mineralquellen, REINERZ 1904, und K. FLEGEL: Heuscheuer und Adersbach - Weckelsdorf. Eine Studie über die obere Kreide im böhmisch-schlesischen Gebirge. Breslau 1904.

in das Glatzer Kesselland hinein. Dann kam das Abschmel
der Eismassen; der Gletscher zog sich zurück, und seine Schne-
massen füllten das Becken aus. Ein Abfluß wurde durch d
Felsenriegel bei Camenz verhindert. Vielleicht war dieser s
damals durchbrochen. dann waren es die mächtigen Gru
moränen, die als Barre die Lücke verstopften. Das Überlau
der aus dem Gebirge stammenden Wassermassen nagte
Stauwall allmählich durch. Nur die Annahme eines Seebeck
erklärt uns das Erscheinen einer einzigen, fast horizontal ve-
laufenden Terrasse von Wartha bis Camenz.[1])

Diese alte Seeterrasse hat die Neiße im Laufe der Zeit energi
angegriffen und das jetzige Neißetal eingeschnitten.[2]) So sehen wir l
Dürr-Hartha und zwar südlich von der oben genannten St
der Kiesgruben am linken Ufer etwa 20 m hohe. jäh ab-
fallende Schotterwände auf lange Strecken. Weiteren Angri
hat man jetzt durch Uferbefestigungen ein Ziel zu setze
gesucht. In den oberen 15 m tritt dasselbe Gerölle na
Größe, Material und Farbe wie in den Gruben an der Hal
stelle zutage. In den unteren Lagen erscheinen blaugrau
Letten, Lehme und weißlich-graue Sande untermiocänen Alter
Überhaupt zeigt das Schottermaterial auch an allen übrigen au-
geschlossenen Stellen dieser Terrassen im allgemeinen fast gleic
Zusammensetzung. Es ist reich an sudetischen Quarziten u
Gneisen, ferner besteht es aus Grauwacken und Schiefern de
altpaläozoischen Gebirge, aus Sandsteinen, Porphyren und Hor
blendeschiefern.

Wo die Ränder durch die von den anschließenden Höhe
herabstürzenden **Wildbäche** zerschnitten sind, ist die Zusammen-
setzung des Schotters stark beeinflußt durch das Gerölle de
oben anstehenden Gesteine. Es haben sich dann mächtige
Schuttkegel in dem Seebecken aufgebaut. So hat z. B. der
Johnsbach den bei Gierichswalde anstehenden Granit und Syenit
z. T. in großen Blöcken zu Tale geführt und mit dem mit-
gerissenen diluvialen Schotter unten abgelagert. Über diesen
Schuttkegel hat sich denn in mächtigen Bänken nach dem Durch-
bruch der Neiße durch die Moränenmassen im Warthaer Engpaß
das meist aus Grauwackenschiefer bestehende Material gelagert.
Der Schuttkegel wurde dann dicht am jetzigen Neißewehr ober-

---

[1]) Wäre es eine Flußterrasse, wie sie oberhalb Wartha auftreten, so müßten ihre Ränder in gleicher Höhe über dem Flusse gemäß seinem Gefälle liegen. Ein ähnlicher spätquartärer Stausee wird neuerdings von E. Hettner aus dem Elbtal bei Dresden erwähnt.

[2]) Noch heute setzt sie diese abnagende Arbeit fort und legt die Terrassen auf große Strecken bloß.

halb Frankenberg durch den immer mehr südlich andrängenden Neißefluß angenagt, sodaß ein ganz prachtvoll ausgebildetes Profil in einer Länge von etwa 300 m aufgeschlossen ist Der etwa 20 m hohe Abbruch zeigt demnach in den unteren Lagen als Böschung des Schuttkegels eine Neigung von etwa 30°, während das darüber gelagerte Grauwacken- und Schiefermaterial eine dem Neißegefälle entsprechende Neigung von nur etwa 10° aufweist. Die granitischen, z. T. auch syenitischen Gerölle sind meist stark verwittert, sodaß die Zwischenräume oft ganz mit dem Grus ausgefüllt erscheinen. Von manchen der Blöcke ist nur noch ein ganz kleiner Kern des eigentlichen Gesteins vorhanden. um welchen sich die verwitterten Teile schalenartig legen.

Bemerkenswert ist noch etwa 600 m weiter östlich eine Kies- und Lehmgrube der Frankenberger Ziegelei. Diese Grube, auch ungefähr 20 m tief eingeschnitten, zeigt gegen den vorigen Aufschluß ein gänzlich verändertes Aussehen. Die granitischen Gerölle sind ganz verschwunden, da der Schuttkegel sein Ende erreicht hat, auch die Schiefer treten nur noch in der gewöhnlichen Zusammensetzung mit den bereits genannten Gesteinen auf. Dafür sieht man wellenförmig den Schotter durchsetzende Sand- und Lehmlagen, zuweilen nur als vereinzelte Linsen eingebettet. In etwa 12 m Tiefe von oben ist auch der aus Tertiär bestehende Boden des alten Sees angeschnitten: tonige graue Letten, oft mit weißem Sande abwechselnd. In diese Schichten greifen hin und wieder die diluvialen Schotter fingerförmig ein. stellenweise erscheinen sie als Ausfüllungen von tief ausgestrudelten Kolken. Über dem Diluvium breitet sich der Löß in einer Stärke von etwa 30 cm aus, ein Beweis für das quartäre Alter der Seeschotter. Auch die Böschungen der Seeterrasse sind mit Löß überkleidet, sodaß der ganze See in postglacialer, quartärer Zeit nur eine kurze Dauer besessen haben dürfte.

Den besten Überblick über das ganze Gebiet des Stausees[1]) gewährt das Schloß Camenz, wo man vor sich zwischen den Dörfern Paulwitz und Dürr-Hartha eine große Ebene sieht, den alten Boden des Sees. Die Fläche wird einerseits gegen das Neißetal durch eine scharfe deutliche Linie des Terrassenrandes abgegrenzt,

[1]) Einen Beweis für die Beschränkung des Sees auf das Becken Wartha-Camenz bildet das veränderte Aussehen unterhalb des Durchbruches zwischen dem Dorf Baitzen und der Stadt Neiße. Hier hören nämlich diese zusammenhängenden Linien der Terrassen auf. Das Tal zeigt oft ein wildes, zerrissenes Aussehen; Abbrüche und Rutschungen lassen die tertiären Tone oft in kolossaler Mächtigkeit erkennen, z. B. oberhalb von Patschkau auf dem rechten Ufer.

kann man gut die oberste Terrasse beobachten, welche viele Geste.. der altpaläozischen Schichten, Quarz und Kieselschiefer enth..

Der Zeitraum, in welchem alle diese fluviatilen Schott.. massen zur Ablagerung gelangten, scheint von außerordentl.. langer Dauer gewesen zu sein.[1] Ferner ist die nicht unb.. deutende Korngröße des Schottermaterials der Terrassen e.. Beweis, daß die Flüsse viel größere Wassermengen führten, a.. jetzt. Nur eine solche Wasserfülle konnte jene Erosion herv.. bringen, welche den Flußtälern ihre jetzigen Formen gab.

Mit diesen Ausführungen meiner Beobachtungen und Unter.. suchungen, welche mich seit diesem Frühjahr beschäftigten, be.. schließe ich diese vorläufigen Mitteilungen zu meiner im nächsten Jahre erscheinenden Doktorarbeit.

---

[1]) Im Gegensatz zu den raschen und intensiven Sedimentbildungen im letzten Teil des Quartärs, welche die Aufstauung und Ausfüllung der Seebecken zur Folge hatten.

Exkursion in das Kreidegebirge der südlichen Grafschaft Glatz.

Hierzu 2 Textfig.

Nach F. STURM[1]) und neueren Beobachtungen zusammengestellt von Herrn KURT FLEGEL.

Profil des Roten Berges und von Kieslingswalde (Neu-Waltersdorf).

Ausgangspunkt: Rengersdorf (1. Bahnstation südl. von Glatz).

Inmitten des flachen, durch Steilränder von den lehmbedeckten Höhen scharf abgegrenzten Alluvialtales der Neiße führt der Weg westwärts zu dem schon von BEYRICH[2]) in seiner Wichtigkeit erkannten Roten Berge.[3])

Die ersten, dem Innern des Neißegrabens angehörigen kleinen Aufschlüsse im Plänerkalk zeigen fast völlig horizontale Lagerung. Der erste größere Aufschluß an der Straße am Fuße des Berges zeigt tonigen Plänerkalk, der bis zur aufrechten Lage überkippt ist. Er streicht ungefähr NW—SO.

Weiterhin an der Straße gegenüber Piltsch gelangt man in den großen Steinbruch im Roten Berge. Die Schichten sind hier infolge des großen, den Neißegraben im Norden begrenzenden Bruches überkippt und fallen nach Norden ein. Es treten vom Liegenden ins Hangende folgende Gesteine auf:

4) Plänerkalk mit Verwitterungsrinden an den Kluftflächen (Zone des *Inoceramus Brongniarti*, Mittelturon).

3) Quadersandstein, ca. 15 m mächtig, deutlich nach Norden einfallend (Zone des *Inoceramus labiatus*, Unterturon).

2) Blaugrauer, kalkig-toniger, mittelkörniger Sandstein. 5 m mächtig. (Grenze zwischen Cenoman und Turon: Grenzquader).

1) Undeutlich geschichteter Quadersandstein, ca. 80 m. Im Hangenden ist die Zerklüftung vorwiegend (Cenoman). *Exogyra columba, Pecten asper, Sequoia* spec.

FRECH[3]) war der Ansicht, daß es sich hier um eine Wechsellagerung von cenomanem Quader und Pläner handle und bezeichnete den unter 2) genannten kalkig-tonigen Sandstein als Kalk. In unverwittertem Zustande ist dieser blaugraue, sehr feste, kalkig-tonige Sandstein auch kaum von einem typischen

---

[1]) Der Sandstein von Kieslingswalde in der Grafschaft Glatz und seine Fauna. Jahrb. kgl. Preuß. geol. L.-A. Berlin 1900.

[2]) Über die Lagerung der Kreideformation im schlesischen Gebirge. Kgl. Akademie Wiss. Berlin 1854, S. 75.

[3]) F. FRECH bildet ihn in Hettners Geographisch. Zeitschrift, 8, 1902. t. 14 ab.

Plänerkalk zu unterscheiden. Er zeigt nur etwas gröberes Korn.
Den Atmosphärilien gegenüber ist er sehr wenig widerstandsfähig
und verwittert sehr bald zu einem mittelkörnigen Sande, im
Gegensatz zum typischen Pläner, der in Platten, dann in Bänk-
chen und schließlich wegen seines äußerst feinen Sandgehaltes zu
Staub verwittert. Verfasser fand denselben kalkig-tonigen Quader-
sandstein und sogar auch in derselben Mächtigkeit in allen Stein-
brüchen des cenomanen Querriegels zwischen Schömberg u.
Friedland in der Adersbach - Weckelsdorfer Kreidemulde an-
geschlossen. Er ist vollkommen versteinerungsleer und bildet
eine sehr gute Grenze zwischen Cenoman und Turon.

Während im böhmisch-schlesischen Kreidegebirge über diesem
versteinerungsleeren, blaugrauen Quader überall Plänersandstein
mit mehr oder weniger großem Glaukonitgehalt folgt, tritt hier
am Roten Berge, wie schon STURM[1]) für die Gegend von Habel-
schwerdt richtig erkannt hat, an der Basis des Turons eine Ver-
schiebung der Faciesverhältnisse ein, indem in der unterturonen
Labiatus - Stufe eine facielle Vertretung von Plänersandstein durch
Quader erfolgt.[2])

Während die Überkippung der Kreidesandsteine in dem
Steinbruch nur 80° beträgt, sind die daneben anstehenden roten
Sandsteinkonglomerate des Rotliegenden in widersinniger Weise
bis zu 60—55° nach Norden geneigt.

Diskordant unter dem Rotliegenden finden sich dann stark-
und braunverwitterte Hornblende-Phyllite, von zahlreichen Quarz-
adern durchsetzt. Nur Klüfte sind sichtbar; Schichtung oder
Schieferung ist nicht wahrnehmbar.

Auf der Bahnstrecke zwischen Rengersdorf und Habelschwerdt
sind zunächst noch horizontal gelagerte Kieslingswalder Tone.
hinter Grafenort horizontale Plänerkalke zu beobachten. Ein
guter Aufschluß von horizontalem Plänerkalk mit *Exogyra*-Sand-
stein im Liegenden ist an der Fahrstraße Habelschwerdt-Neu-
waltersdorf dicht hinter der Neißebrücke in einem Steinbruch
wahrzunehmen. Die erwähnte Fahrstraße führt zunächst durch
Lehmgebiet; erst in Altwaltersdorf treten wieder deutlich horizontal
geschichtete Kieslingswalder Tone auf, die in Weganstichen und
in einem Steinbruche aufgeschlossen sind.

Der Fahrweg, welcher am Gute von Neuwaltersdorf nach
Süden abbiegt, führt bald in die höheren Niveaus der Kieslings-
walder Schichten. Am Mühlberge sind sie in mehreren
Steinbrücken deutlich aufgeschlossen. Zu oberst liegt eine

[1]) a. a. O. S. 48.
[2]) Vergl. PETRASCHECK, Zur Geologie des Heuscheuer Gebirges. Verh. k. k. geol. R.-A. 1903. Nr. 15 S. 265.

3—4 m mächtige Konglomeratschicht, darunter folgen ca. 15 m feingeschichtete mergelige Sandsteine, in denen deutlich geschichtete Tone als Einlagerungen auftreten. Die Hauptformen der in diesen Sandsteinen ziemlich zahlreich auftretenden Fossilien sind: *Liopistha aequivalvis, Protocardia Hillana, Pectunculus lens, Vola quinquecostata, Inoceramus Cuvieri, I. involutus, I. lobatus, I. percostatus, I. Koeneni, I. umbonatus, I. undabundus, I. latus*, [3]*Callianassa antiqua*[2] und [1]*Pinna* spec. Selten, aber stratigraphisch wichtig, sind die Ammoniten *Scaphites kieslingswaldensis* und *Baculites*.

Das Vorhandensein zahlreicher Abdrücke von Laubblättern deutet auf die Nähe der damaligen Festlandsküste hin.

Südlich von diesem Punkte kommt man auf dem Wege nach Kieslingswalde in die höchste Zone der Kieslingswalder Schichten, die oben erwähnten Konglomerate, die eine bedeutende Mächtigkeit erreichen. Die Bergrücken links von diesem Wege und die landschaftlich hervortretenden, äußerlich stark verwitterten Felsenriffe der Hirtensteine bei Kieslingswalde bestehen aus groben Konglomeraten.

Lehm, Geröllhalden und Alluvium bedecken im übrigen alles anstehende Gestein, sodaß man auf dem Wege nach Wölfelsgrund nur orographische Beobachtungen machen kann. Die Gneisberge des Glatzer Schneegebirges erheben sich steil und ziemlich unvermittelt aus dem flachen Neißetale. Die Grenze bildet der östliche Randbruch des Neißegrabens, an welchem die Gesteine der Kreideformation in die Tiefe gesunken sind.

Diese Verhältnisse zeigt deutlich das von STURM beschriebene Profil an der Urnitzmühle beim Austritte der Wölfel aus dem Gneisgebiet. Am meisten flußabwärts stehen: 1) die Kieslingswalder Tone (Ober-Turon, Zone des *Scaphites Geinitzi* und des *Inoceramus Cuvieri*), zunächst flach nach der Ebene einfallend, allmählich aber immer steiler einfallend, 2) darauf saiger stehender Pläner (Mittel-Turon, Zone des *Inoceramus Brongniarti*), es folgt dann 3) eine geringe Lage Plänersandstein (Unter-Turon, Zone des *Inoceramus labiatus*), stark gequetscht und zerklüftet, — der cenomane Quader und das Rotliegende fehlen — und schließlich 4) Augen-Gneis. Das Streichen der Schichten ist N 24° W.

Bei Rengersdorf streichen die Schichten N 55° W. Der Übergang aus letzterer Richtung in die erstere, mehr nord-südliche, findet südlich vom Ost-Ende von Neu-Waltersdorf statt. Diese Umbiegung läßt sich auch orographisch deutlich wahrnehmen.

Die folgende Übersichtstabelle soll einen Vergleich der Gliederung der böhmischen Kreide mit der Glatzer und der Oppelner Kreide ermöglichen.

[illegible]	Zone	[illegible] (Flegel)	Weckelsdorf (Flegel)	[illegible] Grafschaft Glatz (Sturm)	[illegible] Petrascheck, Jahn, Fritsch, sächsische Landesanstalt).	Löwenberger Mulde (Drescher)	Oppeln O.-S. (Leonhard)
Unter Senon	Zone der *Belemnitella quadrata*				Über-Quader im Elbtalgebirge	Über-Quader und plastische Tone von Wehrau, Sirgwitz u. Wenig-Rackwitz	
Emscher	Zone des *Inoceramus involutus*	Ober-Quader (Heuscheuer Quader)		Konglomerat der Hirtensteine Kieslingswalder Sandstein	Chlomeker-Schichten Quadermergel?	Ober-Quader und Tone von Neu-Warthau	
Turon	Zone des *Inoceramus Cuvieri*	Tone und Pläner von Karlsberg		Obere Kieslingswalder Tone	Kreibitzer Schichten		Pläner mit *Inoceramus Cuvieri* und *Scaphites Geinitzi*
	Zone des *Scaphites Geinitzi*			Obere Abteilung der „Unteren Kieslingswalder Tone“	Priesener Schichten Bakulitenmergel v. Zatschke	Mergel u. Plänerkalke b. Löwenberg	
	Zone des *Inoceramus Brongniarti*	Harte blaue Pläner-Kalke / Quader d. Wünschelburger Lehne m. *Exogyra columba* / Pläner-Kalke	Mittel-Quader von Adersb.-Weckelsdorf / Harte blaue Plänerkalke	Untere Abteilung der „Unteren Kieslingswalder Tone“ / Quader mit *Inoceramus Brongniarti* z. T. wechsellagernd. Labiatus-Quad. im Westen von Habelschwerdt. / Harte blaue Plänerkalke	Strehlener Pläner Teplitzer Schichten / Quader der sächsischen Schweiz und Iser-Schichten / Malnitzer Schichten u. Pläner v. Plauen	Mittel-Quader und Pläner bei Löwenberg	Brongniarti-Pläner
	Zone des *Inoceramus labiatus*	Plänersandstein	Plänersandstein, unten eine Glaukonitbank	Harte blaue Plänerkalke mit *Inoceramus labiatus*	Weißenberger Schichten Labiatus-Quader d. sächs. Schweiz.	Pläner mit *Inoceramus labiatus*	Labiatus-Pläner
Cenoman	Zone der *Exogyra columba* mit *Pecten asper* (unten z. T. pflanzenführend)	Grenz-Quader Unter-Quader bei Albendorf	Grenz-Quader Oben feiner glaukonit. Sandstein Unter-Quader. Unten grobe Konglomerate.	Unter-Quader bei Habelschwerdt. Glaukonit. Sandstein bei Steinbach und Rosenthal	Korytzaner Schichten Unter-Quader der sächsisch. Schweiz. Perutzer Schichten .	Unter-Quader	Sandsteine von Gros

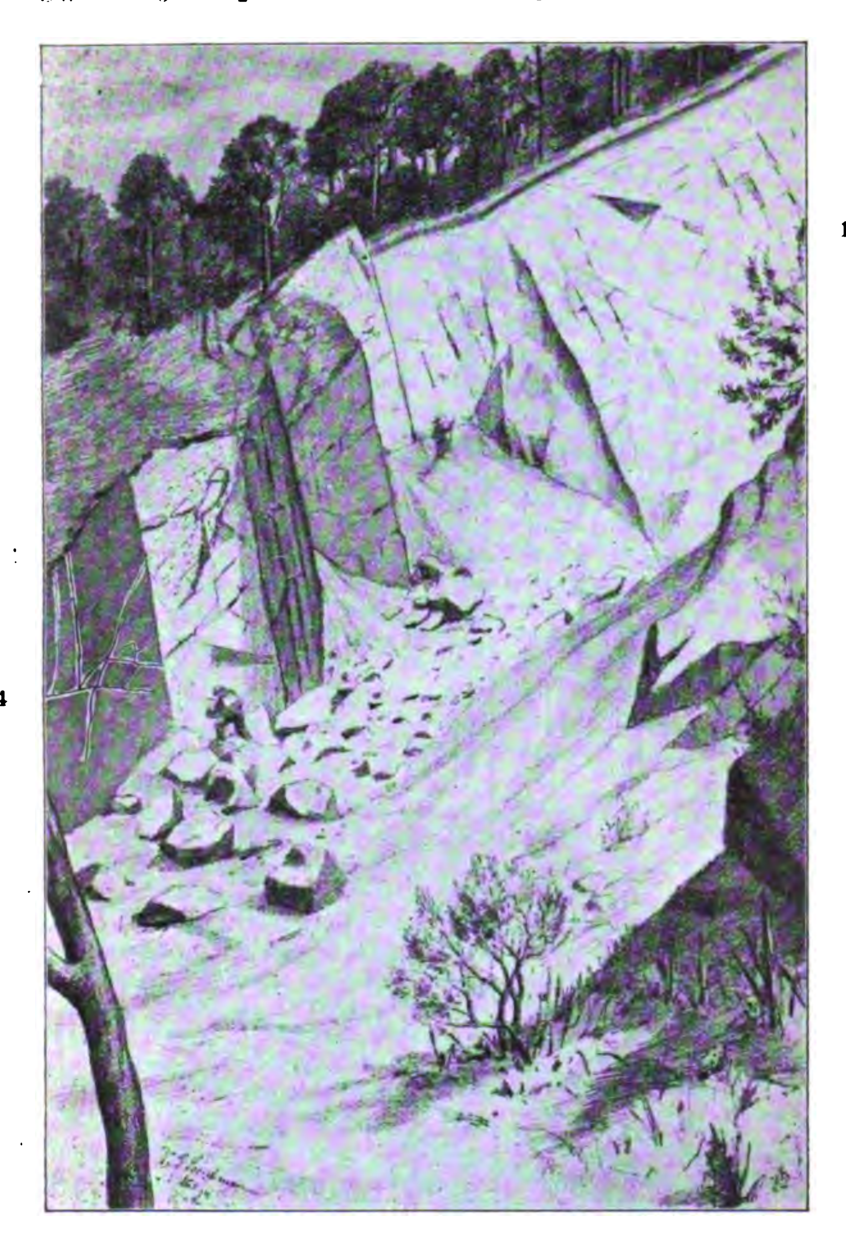
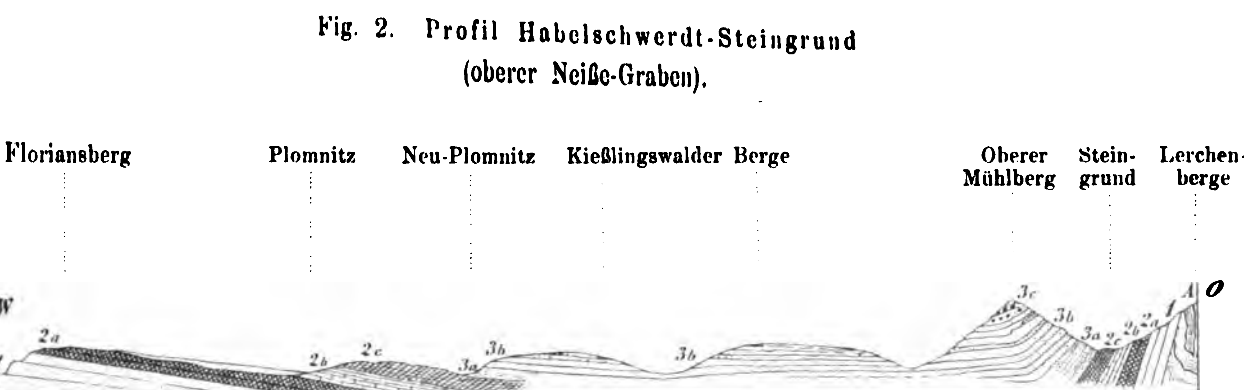


Fig. 1. Profil des Roten Berges bei Glatz.

Hauptbruch.

Von rechts nach links stehen in überkippter Lagerung an: 1. Unter-Quader (Cenoman) ca. 80 m. *Exogyra columba*. Pflanzenreste. 2. Grenz-Quader, kalkig-tonig, blaugrau. (Grenze zwischen Cenoman und Turon, ca. 5 m, fossilleer.) 3. Labiatus-Quader (Unter-Turon) ca. 15 m. 4. Pläner (Mittel-Turon) mit *Inoceramus Brongniarti*.

Fig. 2. Profil Habelschwerdt-Steingrund (oberer Neiße-Graben).



1 Unter-Quader (Cenoman).
2a Labiatus-Pläner (Unt. Turon).
2b Brongniarti-Pläner (Mittl. Turon).
2c Scaphiten-Pläner (Ob. Turon).
3a Obere Kießlingswalder Tone (noch Ob. Turon).
3b Kießlingswalder Sandstein } Emscher.
3c Kießlingswalder Konglomerate } Emscher.
A Gneis.

Längen-Maßstab ca. 1 : 50000. Überhöhung $2^1/_2$: 1.

Exkursion auf die Heuscheuer.

Zusammengestellt von Herrn KURT FLEGEL.

Hierzu 1 Textfig.

Profil des Heuscheuergebirges.

Ausgangspunkt: Stadt Reinerz. (Bahnstation südlich der Heuscheuer.)

Die Stadt Reinerz liegt auf mittelturonem Pläner (Zone des *Inoceramus Brongniarti)*, der bereits auf dem neu errichteten Bahnhof nördlich der Stadt angeschnitten ist und bequem in Augenschein genommen werden kann. Südlich der Stadt stößt der Pläner infolge einer Verwerfung direkt an Glimmerschiefer. Dieser bereits von LEPPLA konstatierte Sprung, „die Grafenorter Quellenspalte“, erstreckt sich von Reinerz bis Grafenort und bildet das Gegenstück zu dem Bruche am Roten Berge bei Glatz.

Von Reinerz führen zwei Hauptwege nach der Heuscheuer. Der erste, dem Tale folgend, über Roms, Friedersdorf und Friedrichsberg, der zweite, zwar etwas längere, aber desto angenehmere und interessantere über Rückers, Utschendorf den schattigen Abhang der Friedrichsgrunder Lehne entlang. Beide treffen sich in der Kolonie Friedrichsberg, beide führen geologisch vom Liegenden ins Hangende.

Das tiefste aufgeschlossene Glied der Schichtenfolge bilden, wie schon erwähnt, die mittelturonen Pläner, auf welchen die Stadt Reinerz steht. Der Cenomanquader und der unterturone Plänersandstein sind an dem erwähnten Bruche abgesunken. Nördlich von Reinerz kommt man, welchen von den beiden Wegen man auch einschlagen möge, in die Goldbach-Utschendorfer Quadersandsteininsel, welche LEPPLA auf tektonische Vorgänge zurückführen zu müssen glaubte, da in ihrer streichenden Fortsetzung nach Nordwesten Pläner ansteht. Verfasser[1]) hat jedoch nachgewiesen, daß erstens die Goldbacher Quader auf Grund des häufigen Vorkommens von *Exogyra columba* zusammen mit *Lima canalifera* als ein Äquivalent der Quader der Wünschelburger Lehne (Mittel-Turon, obere Zone des *Inoceramus Brongniarti)* aufzufassen sind, und daß zweitens das Fehlen des *Brongniarti*-Quaders südwestlich der Heuscheuer und seine Vertretung durch Pläner auf Facieswechsel beruht, ähnlich wie in der südlichen Grafschaft Glatz und in der Sächsischen Schweiz.

---

[1]) Über das Alter der oberen Quader des Heuscheuergebirges. Centralblatt f. Min. u. s. w. 1904. No. 18. S. 398.

Der erste schattenlose Weg führt nun auf der Land- immer im Pläner mit wenig Aufschlüssen bis zur Kolonie F- drichsberg. Wir wenden uns daher auf den zweiten interessa- und haben auf der Wanderung nach Rückers soeben die bacher Sandsteininsel durchschritten. Der Pläner, in w- wir uns bis Rückers befinden, gehört noch zur *Brongniarti*- Der Ort Rückers erstreckt sich von Südosten nach Nord- und folgt so dem Generalstreichen der Schichten, die nur nach Nordosten einfallen. Gerade hier findet der Überga- mitteltaronen Pläners in den oberturonen statt. Kartogr- lassen sich beide nicht trennen, da sie petrographisch nic- unterscheiden sind.

Nun zieht sich der Weg in einem prachtvollen Walde Friedrichsgrunder Lehne entlang, auf der rechten Seite übe- von wild zerklüfteten Felsen aus Quadersandstein (*Friedr*- grunder Lehne), welche ein Äquivalent des Heuscheuerqua- und der Kieslingswalder Sandsteine darstellen. An dem Ja- hause unterhalb des Hummelloches befindet sich ein gr- Sandsteinbruch, aus dem Verfasser die für die stratigraph- Stellung genannter Quader bezeichnenden Fossilien erhielt: *- diaster Ananchytis, Pinna cretacea, P. decussata, Inocer- Cuvieri mut. Geinitziana, I. percostatus* und zwei neue In- ramenspecies.

Die direkte Fortsetzung der Quader der Friedrichsgru- Lehne bildet der Spiegelberg, der Zwillingsbruder der bei- Heuscheuern. Zwischen beiden hat die Erosion eine Lücke - schaffen, durch welche die Chaussee um den Vogelberg he- nach der Kolonie Karlsberg führt.

Die oberturonen Pläner von Karlsberg bilden ein we- gestörtes Hochplateau, auf welches sich die Quadermassen de- beiden Heuscheuern und des Spiegelberges aufsetzen. Gr- Sandsteinblöcke, die sich noch vereinzelt auf der Plänerhochfl- finden, deuten als Zeugen alter Zeit darauf hin, daß der Spieg- berg und die Heuscheuer einst im Zusammenhang gestanden u- eine mächtige Sandsteindecke gebildet haben müssen.

Der Heuscheuerwirt, Herr Stiebler, besitzt unmittelbar a- Fuße der Heuscheuer einen Steinbruch, in dem alle Winter d- als Chausseesteine Verwendung findenden Pläner gebrochen werde- In diesem Steinbruche werden alle Jahre eine Anzahl von Fossilie- gefunden, auf Grund deren Verfasser[1]) die Karlsberger Plä- dem Oberturon zugerechnet hat. Es finden sich *Pachydi- peramplus, Nautilus* spec., *Inoceramus Brongniarti* var. *annul-*

[1]) a. a. O. S. 897.

percostatus, I. labiatus mut. sublabiata, Lima canalifera, Micraster breviporus, Pleurotomaria linearis.

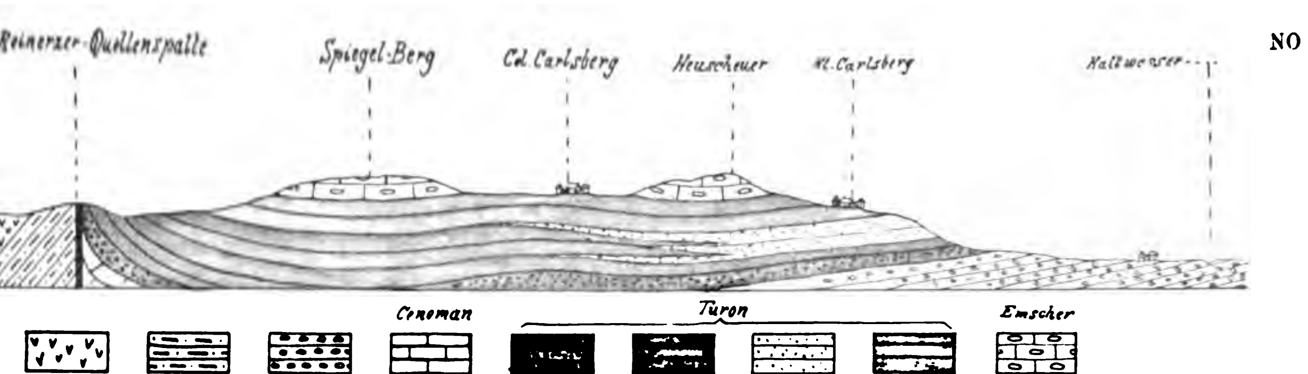
Dem Heuscheuergebirge ist ein terrassenförmiger Aufbau eigentümlich, der auf dem Wechsel von Pläner und Quader und auf der ungleichen Verwitterung beider, der langsamen chemischen Entkalkung) des Pläners und der raschen mechanischen (Erosion, Spaltenfrost u. a.) des Sandsteins beruht.

Nachdem wir durch einen Rundgang in den 919 m hoch gelegenen Felsen der Heuscheuer die bizarren Felsformen betrachtet haben, welche die Verwitterung geschaffen und der Volksmund mit wunderlichen Namen belegt hat, wenden wir uns zum Abstiege vom Heuscheuergebirge nach Nordosten. Wir wählen nicht den kürzesten Weg, den Leiersteig, da er erstens wegen seines steilen Abfalles zu beschwerlich ist und zweitens uns einen guten Aufschluß an der Fahrstraße vorenthält. Es ist dies ein an der Wünschelburger Lehne gelegener großer Sandsteinbruch der Firma Schilling-Berlin, welcher in dem ausgebeuteten Quader folgende Fossilien geliefert hat: *Exogyra columba* in ganzen Bänken, *Inoceramus Brongniarti, Lima canalifera, Stellaster Schulzei, Trigonia limbata.*

Diese Petrefakten ergeben, daß der Quader der Wünschelburger Lehne zum obersten Teil der Schlüterschen Zone des *Inoceramus Brongniarti* gehört und ein Äquivalent des *Brongniarti*-Quaders der sächsischen Schweiz ist.

Unter diesem Sandstein lagern noch, ebenfalls an der neuen Chaussee Carlsberg - Wünschelburg angeschnitten, 10—20 m mächtige graue Pläner mit *Inoceramus labiatus* und darunter Plänersandstein mit ebenfalls 10—20 m Mächtigkeit. Wir sind hiermit an den Rand der Kreideablagerungen gekommen — der cenomane Sandstein fehlt hier —, und schon die rote Farbe der liegenden Sandsteine, Arkosen und Konglomerate sagt uns, daß wir uns im Rotliegenden befinden, das wir bis Wünschelburg nicht mehr verlassen. Eine eingehende Darstellung der durch zahlreiche Verwerfungen und Eruptionsausbrüche gekennzeichneten Gegend um Wünschelburg gibt die der „Deutschen geologischen Gesellschaft“ als Festschrift überreichte Dissertation von Axel Schmidt.

Buchdruckerei J. F. Starcke,
Berlin SW. 48, Wilhelmstrasse 135.



SW Profil durch das Heuscheuergebirge. NO

1 : 50 000.

Karl Alfred von Zittel †.



Nur in seltenen Ausnahmefällen öffnen sich die Spalten dieser Zeitschrift einem Nachrufe; so will es alter, auf guter Erwägung beruhender Brauch unserer geologischen Gesellschaft. Heut aber öffnen sie sich weit; denn den, der unter den Paläontologen der Erste war, hat der Tod aus unserer Mitte gerissen: Karl Alfred von Zittel ist nicht mehr. Nicht hochbetagt bereits, nicht angelangt schon an der natürlichen Grenze des Lebens, die uns Menschen gesteckt ist, nein, leider lange vor der Zeit.

Vier Jahre und ein Weniges sind erst vergangen, da gab ihm unsere Gesellschaft auf der Hauptversammlung zu München ein ganz ungewöhnliches Zeichen der Anerkennung und Liebe, indem sie ihm, seinen 60. Geburtstag im voraus feiernd, den wohlverdienten Lorbeer reichte. Das war im Jahre 1899; und schon am 5. Januar 1904 schied er von uns.

Im protestantischen Pfarrhause zu Bahlingen in Baden ist Zittel 1839 am 25. September geboren. Dann zog er mit seinen Eltern nach Heidelberg, wo der Vater lange Zeit, getragen von allgemeiner Liebe und Verehrung, seines geistlichen Berufes gewaltet hat. Mit dieser Übersiedelung war des jungen Zittels Geschick entschieden; denn die Sandgasse zu Heidelberg barg einen Magneten, der mächtig, erst den jungen Schüler, später den Studenten, anzog, das „Mineralienkontor“ von Lommel; und jede freie Stunde brachte er dort zu, um Lommels Vorräte, namentlich die Versteinerungen, zu ordnen und zu bestimmen. So kam es, daß er sich bald eine immer weitere Kreise schlagende Formenkenntnis und damit eine Vorliebe für Versteinerungen erwarb, die von entscheidendem Einflusse auf seine spätere Arbeitsrichtung und das so große Maß seines Wissens geworden sind. Indessen, an der Universität wirkten außer Bronn auch noch C. Leonhard und später, in Paris, auch E. Hébert bestimmend auf ihn ein, so daß zugleich auch seine geologischen Neigungen lebhafteste Anregung und Ausbildung, auch durch häufige Exkursionen, empfingen. Ausgedehnten geologischen Reisen in Frankreich folgte eine längere in Skandinavien, deren Ergebnis seine Mitteilungen über die Erz- und sonstigen Mineral-Lagerstätten der Halbinsel waren.

Im Jahre 1861 ging er dann dahin, wohin es damals manchen Tüchtigen zog, der sich als Geolog ausbilden wollte, nach Wien, um als Volontär bei der K. K. Geologischen Reichsanstalt seine Sporen zu verdienen. Er beteiligte sich an der geologischen Kartierung Dalmatiens. Und wie bald verdiente er sich dort dieselben. Kaum hatte er sich zwei Jahre später, 1863, an der Wiener Universität für Geologie und Paläontologie habilitiert, so erhielt er noch im selben Jahre einen Ruf als Ordinarius nach Lemberg.

Es steht wohl ziemlich einzig da, was Zittel damals tat, und spricht für seinen idealen Sinn, viel mehr als Worte jemals sprechen könnten: den Ruf als Ordinarius schlug er aus, um eine Assistentenstelle anzunehmen; nur weil er in dieser, am Hofmineralienkabinet, seinen wissenschaftlichen Neigungen und Arbeiten besser nachgehen konnte, als in jener Stellung. Dort schrieb er dann über die geologischen Verhältnisse der „Oberen Nummulitenformation in Ungarn" und stellte ferner, auf Grund des durch von Hochstetter gesammelten Materiales, das Auftreten triassischer sowie meso- und kainozoischer Formationsglieder auf Neu-Seeland fest.

In eben diesem Jahre (1863) erhielt er einen zweiten Ruf als Ordinarius für Mineralogie, Geologie und Paläontologie an das Polytechnikum in Karlsruhe. Drei Jahre hat er dort gewirkt und gleichzeitig wiederum an der geologischen Kartierung Badens teilgenommen. Aus dieser Zeit stammt auch seine Arbeit „Über den Labrador-Diorit von Schriesheim." Dann starb in München Quenstedts bester Schüler, Oppel; und als dessen Nachfolger zog Zittel 1866 als Ordinarius, jetzt nur für Paläontologie, an die Universität München.

Aber keineswegs etwa entsagte er damit den bisher so eifrig von ihm betriebenen geologischen Arbeiten. Kaum ein Jahr später veröffentlichte er vielmehr seine „Geologischen Beobachtungen in den Zentral-Appenninen", in welchen er die geologischen Verhältnisse von Lias, Jura und Kreide in Mittel- und Ober-Italien darlegte und neues Licht auf die Tithonische Etage warf. In seinen Abhandlungen über die „Grenzschichten zwischen der Jura- und Kreideformation", die er in mehreren Teilen 1868, 70 und 73 veröffentlichte, verfolgte er dann abermals dieses so wichtige Thema weiter und gab uns damit die erste umfassende, stratigraphisch-faunistische Arbeit über das Tithon. Ist die Grundlage dieser Untersuchungen auch eine paläontologische, oder genauer gesprochen eine paläo-zoogeographische, so ist bei ihnen doch die Paläon-

ologie nicht Selbstzweck, sondern sie ist so in den Dienst der Geologie gestellt, daß man sie doch als geologische bezeichnen muß.

Im Jahre 1873—74 beteiligte sich ZITTEL als Geolog an einer vom Khedive ausgerüsteten Expedition in die Libysche Wüste. Seine ergebnisreichen Arbeiten „Über den geologischen Bau der Libyschen Wüste" 1880 und die unter Mitwirkung von Fachgenossen veröffentlichten, späteren „Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Libyschen Wüste und der angrenzenden Gebiete" 1883—1902, eröffneten uns ein bisher fast unbekannt gewesenes Gebiet. ZITTEL lehrte uns die Kreideformation und das Tertiär dort kennen; er führte den Nachweis, daß der Sand der Wüste nicht Sediment einer quartären Meeresbedeckung sei, sondern lediglich eine Festlandsbildung, Verwitterungsprodukt viel älterer mariner Sandsteine. Des Weiteren suchte er zu zeigen, wie fast überall, so weit eben damals unsere Kenntnis reichte, zwischen Oberer mariner Kreide und Unterem marinem Eocän eine Lücke, eine Festlandszeit liege, nur bei Mons, an gewisser Stelle im westlichen Nordamerika und in der libyschen Wüste nicht.

Auch die glacialen Bildungen regten ihn zu einer Arbeit an, die 1874 erschien und von den Gletschererscheinungen in der bayrischen Hochebene handelte, die dadurch in ein helles Licht gesetzt wurden.

Als Frucht der Exkursionen des internationalen Geologenkongresses brachte ZITTEL dann zwei kleinere geologische Aufsätze über die Geysire und Vulkane im „Wunderland des Yellowstone" heim.

Die Stätten der alpinen Trias hat er oft besucht; und noch im Jahre 1899 veröffentlichte er eine geologische Arbeit über die Seiseralp, in der er seine Stimme dafür erhob, daß zwischen Raibler und Cassianer Schichten keine Grenzlinie zweier größerer Stufen gelegt werden dürfe, und daß sie, zusammen mit den Wengener Schichten, eine Einheit bildeten, die etwa, soweit man da eben parallelisieren kann, dem Trigonodusdolomit und der Lettenkohlengruppe bis hin zum Schilfsandstein entspreche; daß dagegen zwischen die Raibler Schichten und den Hauptdolomit nebst Hallstätter Kalk eine Grenze von größerer Bedeutung gelegt werden müsse.

Endlich aber verdanken wir seiner Feder die im Auftrage der Bayerischen Akademie der Wissenschaften geschriebene „Geschichte der Geologie und Paläontologie bis Ende des 19. Jahrhunderts", welche uns die ganze Entwicklung der geologischen Wissenschaft vor Augen führt.

So sehen wir also, daß der Entwicklungsgang, den ZITTEL durchlief, in vollem, reichem Maße ihn auch durch die Geologie hindurch geführt hat; und darum hat er, wenn auch später die

Paläontologie ihn mehr und mehr in Beschlag nahm, doch die Geologie niemals von sich abstreifen wollen. Zu allen Zeiten hat er sich mit ihr auf ausgedehnten Exkursionen und Reisen im Kontakte erhalten. So sehr ZITTEL auch den Anstoß gegeben und mitgewirkt hat, die Paläontologie aus bloßer Formenbeschreibung auf eine durchgeistigtere Stufe zu erheben. so sehr er auch bewiesen hat, daß er ein Paläo-Zoologe sei — stets hat er doch die innige Verbindung der Paläontologie mit der Geologie als ein Notwendiges betont, hat er hervorgehoben, wie der Paläontologie gegenüber der Zoologie die Sonderaufgabe zufalle, die zeitliche Aufeinanderfolge der Organismen zu erforschen und zu verwerten.

In welchem Maße ZITTEL von den Fachgenossen als Geolog betrachtet wurde, geht daraus hervor, daß man ihn im Jahre 1880 als Nachfolger des verdienstvollen Geologen VON SEEBACH für Göttingen zu gewinnen suchte; doch gab er diesem ehrenvollen Rufe keine Folge.

Es drängte uns, hier Zeugnis von dem abzulegen, was ZITTEL, namentlich in früherer Zeit, als Geolog gewesen ist, geleistet und gewußt hat; denn mancher der jüngeren Fachgenossen könnte leicht, geblendet durch das Riesenmaß dessen, was ZITTEL als Paläontolog geschaffen hat, die falsche Vorstellung gewinnen. er sei nur Paläontolog gewesen. So aber blieb er in Wirklichkeit nur seinem Entwicklungsgange, seinen Arbeiten, seiner oben dargelegten Auffassung und seiner Neigung zur Geologie getreu, wenn er nach SCHAFHÄUTLS, des Geologen in München, Tode im Jahre 1890 das geologische Lehramt mit seinem bisherigen, rein paläontologischen wiederum vereinigte.

Nun ZITTEL als Paläontolog.

Schon 1861, als er in Paris studierte, veröffentlichte er, zusammen mit GOUBERT, eine Arbeit über jurassische Versteinerungen von Glos, Calvados. Dann schrieb er 1863 über *Anchitherium Aurelianense* aus der Braunkohle von Leiding und begann seine Untersuchungen über die Bivalven der Gosaugebilde in den nördlichen Alpen; und dieser Neigung für die Gosau-Fauna ist er noch lange Jahre hindurch mit immer erneutem Sammeln treu geblieben.

In buntem Wechsel kamen nun aus ZITTELS Feder weitere paläontologische Arbeiten über die verschiedenartigsten Tiergruppen.

Die pliocänen Nummuliten von Algier erkannte er als Amphisteginen. In einer Arbeit über die Konodonten, die er mit ROHON zusammen machte, wies er nach, daß diese so umstrittenen Formen sämtlich, wie HINDE schon von einigen gezeigt hatte,

als Mund- und Oesophagus-Zähnchen zahlreicher Gattungen und Arten von Anneliden und Gephyreen aufzufassen seien. In *Diploconus* lehrte er eine neue, eigenartige Familie der Belemnitiden kennen und in Archaeolepas eine alte Gattung der Lepadiden. Seine Abhandlung über *Plicatocrinus* zeigte, daß hier ein echter Neocrinide vorliege, der nicht mit *Platycrinus* in Beziehung zu bringen sei. Sodann verdanken wir ihm die Kenntnisse der Brachiopoden-Gattung *Dimerella*, sowie gewisser Brachialgerüste fossiler Terebratuliden. Die Formenreihe des *Phylloceras tatricum* gab Anlaß zu einer anderen Arbeit. Unter den Fischen regten ihn die Gattung *Ceratodus*, von der er auch Reste des Schwanzes kennen lehrte, zu einer Untersuchung an; vermeintliche Hautschilder von Stören verwies er zu den Rochen, indem er dartat, daß sie nicht aus Knochenmasse, sondern aus Vasodentin beständen; dann schrieb er über die Verbreitung des *Squalodon Bariensis*. Von *Labyrinthodon Rütimeyeri* tat er dar, daß hier gar kein Stegocephale vorliege, sondern ein echtes Reptil. Die fossilen Schildkröten, sowie namentlich die Flugsaurier des lithographischen Schiefer lieferten ihm weiteres Material zu wichtigen Arbeiten. Auch Anthropologisches arbeitete er.

Eine wirkliche Kenntnis der fossilen Schwämme endlich besitzen wir erst durch Zittels berühmte Arbeiten.

Auch Arbeiten allgemeineren Inhaltes verdanken wir seiner Feder: Über die Verbreitung und Entwicklung der Säugetiere; und Betrachtungen über Ontogenie, Phylogenie und Systematik, in der er zur Vorsicht mahnt. Zittel gehörte nicht zu denen, welche von einer wissenschaftlichen Lehrmeinung so hypnotisiert werden, daß sie nur noch innerhalb der Grenzpfähle derselben Gedanken zu entwickeln, Ausblicke zu eröffnen imstande sind, sondern er besaß ein Denken, welches sich über die Bannmeile, von der jedes Dogma umgeben ist, zu erheben und damit auch anderen, außerhalb desselben liegenden Gesichtspunkten gerecht zu werden vermochte.

Doch was wollen alle diese Arbeiten, so wichtig und erfolgreich sie auch waren, gegenüber dem Hauptwerke seines Lebens sagen?

Etwa gegen Mitte des Jahrzehntes 1870 begann er dieses, sein „Handbuch der Paläontologie“, durch das er sich zum Herrn der Paläontologie, zum Ersten, zum Lehrer Aller gemacht hat, welche der Fahne unserer Wissenschaft folgen; denn wem es nicht vergönnt war, dem gesprochenen Worte des Meisters lernend zu lauschen, der lernte von ihm doch aus der Ferne, durch sein Buch. So ist Zittel durch sein Handbuch in allen

Kulturländern der Erde der Lehrmeister der Paläontologen . Geologen geworden und noch lange Zeiten hindurch wird es so

Vor Zittels „Handbuch" war es längst unmöglich . worden, die sinnverwirrende, von Jahr zu Jahr immer st. anschwellende Formenmenge der fossilen Lebewelt in ihrer samtheit zu überschauen. Die vorhandenen Lehrbücher versa. Da war es denn eine erlösende Tat, als Zittel frischen M. die Riesenlast auf seine Schultern lud, die ganze, unabseh. Fülle der paläontologischen Literatur kritisch durchzuarb. und zu seinem Handbuche zu verweben. Wie schwer sie bewies sich gleich im Anfang; denn als im Jahre 1876 das Heft erschienen war, da kam ein Stocken in das Werk: konnte das zweite Heft, in dem die Schwämme abgehan. werden sollten, dem ersten nicht folgen, weil alle vorhand. Arbeiten über fossile Schwämme auf äußere Form gegrün. also zoologisch unbrauchbar waren. Darum mußte Zittel Fundament hier selbst erst legen, zum Mikroskope greifen die Präparation der Skelete mit Hilfe von Salzsäure erfind. um diese Gerüste untersuchen zu können. So enstand sei. klassische Arbeit über die fossilen Spongien. Zwei lange Ja. währte diese Pause; dann nahm das „Handbuch" seinen Fortga. und 1893, nach vollen siebzehn Jahren, war Zittels Riesenw. der Paläozoologie, vier dicke Bände stark, beendet. Ihm schloß s. als fünfter Band die Paläobotanik an, von Schimper u. Schenk geschrieben. Dann ließ im Jahre 1895 Zittel d. speziell für Studierende berechneten, daher auf einen Band be. schränkten „Grundzüge der Paläontologie" erscheinen. V. deren zweiter Auflage hat er vor seinem Tode noch wenigsten. den ersten Teil erscheinen sehen.

Für die Paläontologen aber stand Karl von Zittel noc. nach einer anderen Richtung hin auf hochaufragendem Posten Er war seit 1867 Herausgeber der größten Zeitschrift dieses Faches, der Paläontographica.

Hand in Hand mit seinem Lehrbuche wuchs und ver- vollkommnete sich die Münchener Sammlung; denn wie er Grupp. für Gruppe der fossilen Tiere nach einander bearbeitete, so ver- wendete er alle ihm zur Verfügung stehenden Geldmittel immer nur auf die jeweilige betreffende Gruppe. Auf solche Weise hat er es erreicht, daß die Münchener Sammlung allmählich in allen ihren Teilen in solchem Maße ausgeglichen wurde, wie keine zweite wohl es ist. Aber auch zu der reichsten Sammlung auf dem Festlande hat er sie gemacht; denn er verstand die Kunst mit nur mäßigen Mitteln sehr viel zu erwerben und Andere über- dies zur Schenkung anzuspornen. Auf solche Weise hat er den

Staate, in dessen Dienste er stand, durch seine Umsicht und seinen Feuereifer einen Besitz von unschätzbarem Werte geschaffen.

Daß diesem Manne Schüler aus aller Herren Ländern zuströmten, um in seinem Institute arbeiten, aus seinem beredten Munde lernen zu dürfen, das ist wohl selbstverständlich; unter den Vielen, Vielen aber auch nicht Einer, der nicht mit warmer Liebe und Verehrung des heimgegangenen Meisters allezeit gedenken wird. Von allen Seiten strömte ihm ein höchstes Maß von Ehren, Orden, Würden zu. Im Jahre 1899 gab man Karl von Zittel noch zwei neue hohe Ämter: die Regierung ernannte ihn zum Generalkonservator aller wissenschaftlichen Sammlungen des Staates; und im selben Jahre verlieh man ihm die höchste Würde, die dem Gelehrten überhaupt verliehen werden kann, weil er sie aus den Händen der Kollegen empfängt: Die Bayerische Akademie der Wissenschaften erwählte ihn zu ihrem Präsidenten.

So riesige Arbeitslast und Leistung haben leider dahin führen müssen, den starken Stamm vor der Zeit zu fällen; nur 64 Lebensjahre wurden ihm vergönnt. Doch wie sie überreich nach außen hin gewesen sind, so waren sie es auch nach innen. Im Jahre 1865, nur 26 Jahre alt, führte er in Karlsruhe aus dem Hause des Direktors der dortigen Kunstschule, J. W. Schirmer, dessen älteste Tochter heim; und nahezu an 40 Jahre war es ihm und ihr vergönnt, daß sie als treue Gefährtin ihn begleiten, das Glück im Hause ihm, den drei Kindern und den Enkeln bereiten durfte.

Und Zittel als Mensch?

So liebenswürdig, liebenswert und gütig, so vornehm von Gesinnung, fröhlich, immer heiteren Sinnes, daß auch bei schwerem Leide, das ihm nicht erspart blieb, der Optimist in ihm nie lange unterliegen konnte. Eines echten protestantischen Pfarrhauses echter, rechter Sohn; geliebt, verehrt von Jedem, dem das Glück beschieden, seinen Weg zu kreuzen. Zu alledem so wohlgestaltet; mit einem Worte: Ein sonniger Mensch und Allen unvergeßlich.

W. Branco.



Für die Bibliothek sind im Jahre 1904 im Austausch und als Geschenke eingegangen:

A. Zeitschriften.

In dieser Liste ist, wie bei den Zitaten der Aufsätze, die Folge, Reihe oder Serie durch eingeklammerte arabische Zahl, (2), der Band durch römische Zahl, II, das Heft durch nicht eingeklammerte arabische Zahl, 2, bezeichnet.

Albany. University of the State of New York. Annual Report 54, 1—4. 1900; 55, 1901. Bulletin. 44. 52—62, 64—67.

Angers. Société d'études scientifiques. Bulletin. (2) XXXII, (1902).

Basel. Naturforschende Gesellschaft. Verhandlungen, XV, 2, 3;

Belgrad. Geologisches Institut der Königl. Serbischen Universität. Annales, XI, 8; XII. 1902; XIII, 1—7. 1903.

Berlin. Königl. Preußische geologische Landesanstalt. Abhandlungen: Neue Folge, Heft 39. F. Fischer: Zur Nomenklatur von Lepidodendron. — Heft 40. Müller-Weber: Über eine frühdiluviale und vorglaziale Flora bei Lüneburg. — Heft 42. A. v. Reinach: Über die zur Wassergewinnung im mittleren und östlichen Taunus angelegten Stollen, mit 1 Tafel.

— — H. Potonié. Abbildungen und Beschreibungen fossiler Pflanzen-Reste. Lief. 1. (1903).

— — Jahrbuch XXII, 4, (1901). XXIII, 3, (1902). XXIV, 1, 2, (1903).

— Zeitschrift f. Berg-, Hütten- u. Salinen-Wesen im preußischen Staate, LI, 4, mit Atlas; Statist. Lief. LI, 2, 3; LII, 1, 2, 3 mit Atlas; Statist. Lief. LII. 1, 2.

— Königl. Akademie der Wissenschaften. Mitteilungen aus den Sitzungsberichten der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse, 1903, 41—53; 1904, 1—40.

— Naturwissenschaftlicher Verein für Neuvorpommern u. Rügen in Greifswald. Mitteilungen, XXXV. (1903).

Bern. Allgemeine schweizerische Gesellschaft für die gesamten Naturwissenschaften. Verhandlungen, 1903, 86. Jahresvers. (Locarno). Neue Denkschriften. XXXIX.

— Naturforschende Gesellschaft. Mitteilungen No. 1551—1564 (1903).

Bonn. Naturhistorischer Verein der preußischen Rheinlande und Westfalens. Verhandlungen, LX. 1903.

— Niederrheinische Gesellschaft für Natur- und Heilkunde. Sitzungsberichte, 1903.

Bordeaux. Société Linnéenne. Actes, (6) VIII, (1903).

Bremen. Naturwissenschaftl. Verein. Abhandlungen, XVII, 3.
Breslau. Schlesische Gesellschaft für vaterländische Cultur. Jahresbericht, LXXXI (1903). 1. Die Hundertjahrfeier. 2. Geschichte der Gesellschaft.
Brünn. Naturforschender Verein. Verhandlungen, XLI, (1902).
— Meteorologische Commission. Bericht XXI, (1901).
Brüssel. Société Belge de géologie, de paléontologie et d'hydrologie. Bulletin XVII, 5, 6; XVIII, 1—3.
— Académie Royale des sciences. Bulletin, 1903, 11—12; 1904, 1—11; Annuaire LXX (1904).
— Société Royale malacologique de Belgique. Annales, 1903, XXXVIII.
Budapest. Földtany Közlöny, XXXIII. 10—12; XXXIV, 1—10.
— Kgl. Ungarische geologische Anstalt. — Jahresbericht für 1901. — Vierter Nachtrag zum Katalog der Bibliothek und allgemeinen Kartensammlung d. K. ung. geol. Anst. 1892—96.
— — Publikationen; Allgemeine und paläontologische Literatur der Pontischen Stufe Ungarns, 1904.
Buenos Aires. Museo nacional. Anales, (2) II; (3) III.
Calcutta. Geological Survey of India. Memoirs, (15) I, 5; III, 1; IV; (palaeont. Ind.) XXXIV, 3; XXXV, 2, 3; XXXVI, 1. Gen. Reports 1902—1903. — Records. XXXI. 1. 2. 1904. — Contents and Index of Volumes XXI—XXX of the Records of the Geological Survey of India 1887—1897.
Capetown. Cape of Good Hope, department of agriculture, geolog. commission. Annual report 1903.
— South African Museum. Annals IV, Part. 3—6. 1904.
Cherbourg. Société nationale des sciences naturelles et mathématiques. Mémoires (4), XXXIII, 2, 1903.
Chicago. Field Columbian Museum. Report, ser. II, 3; geol. ser. II, 2—5; Botan. ser. III, 2; Zool. ser. III, 12—16; IV, 1,2;
— John Crear Library. 9 annual report, (1903).
Christiania. Videnskabs Selskab. Förhandlinger 1903; Skrifter 1903. — Archiv for Mathematik og Naturvidenskab XXV, 1—4. (1903).
Darmstadt. Verein für Erdkunde. Notizblatt, (4), XXIV.
Des Moines. Iowa Academy of sciences. Annual Report, XIII, 1902.
Dorpat. Naturforscher-Gesellschaft. Sitzungsberichte, XIII, 2; Schriften, XII, 1903.
Dresden. Naturwissenschaftliche Gesellschaft Isis. Sitzungsberichte, 1903 (Juli—Dez.); 1904 (Jan.—Juni).
Dublin. Royal Irish academy. Transactions, XXXII, B, 3, 4, Proceedings, XXIV, B, 4, 5; XXV, A, 1, 2.
— Royal Dublin Society. Scientific Transactions, (2), VIII,

2—5; Scientific Proceedings, N. S. X, 1; The Economic Proceedings, I, 4.

Edinburg. Royal physical society. Proceedings, 1902—1904, XV, 2.

Essen. Verein für die bergbaulichen Interessen im Oberbergamts-Bezirk Dortmund. Jahresbericht für 1903. 1. Allgem. Teil; 2. Statistisch. Teil.

Florenz. Biblioteca nazionale centrale. Bollettino della publicazioni Italiane 1904. Indice alfabet. 1903.

Frankfurt a. M. Senckenbergische Gesellschaft. Abhandlungen, XXVII, 2, 3; XXIX, 1; Bericht, 1903. 1904.

Freiburg (Baden). Naturforschende Gesellschaft. Berichte, XIV.

Genf. Société de physique et d'histoire naturelle. Mémoires, XXXIV, 4.

Görlitz. Naturforschende Gesellschaft. Abhandlungen, XXIV, 1904.

Gotha. PETERMANNS Mittheilungen, L. — Ergänzungshefte, 145—147.

Greifswald, siehe Berlin.

Grenoble. Travaux du Laboratoire de Géologie de la Faculte des Sciences de l'Université de Grenoble, 1902—1903, VII, 1.

Güstrow, siehe Neubrandenburg.

Haag. Société Hollandaise des sciences. Archives Néerlandaises des sciences exactes et naturelles. (2) IX.

— Musée Teyler. Archives (2) VIII, 5, (1904). — Fondation Teyler. Catalogue de la Bibliothèque, par G. C. W. BOHNENSIEG. III. 1888—1903.

Halle. Kaiserl. Leopoldinisch-Carolinische Deutsche Akademie der Naturforscher. Abhandlungen. LXXX, LXXXI, 1903.

Hamburg. Naturwissenschaftl. Verein. Verhandlungen, (3), XI.

Heidelberg. Naturhistorisch-medicinischer Verein. Verhandlungen, N. F. VII. 3—5.

Hermannstadt. Siebenbürgischer Verein für Naturwissenschaften. Verhandlungen u. Mitteilungen, LII, 1902.

Hildesheim. Römer Museum. Mitteilungen (1904) 20.

Houghton, Mich. Michigan college of mines. Yearbook 1903—04. Graduates 1903.

Indianapolis. Indiana-Academy of Science. Proceedings. 1902.

Jassy. Université. Annales scientif. III, 1.

Karlsruhe. Naturwissenschaftlicher Verein. Verhandlungen, XVII (1903—1904).

Klagenfurt. Kärnthisches naturhist. Landesmuseum. Mitteilungen, 1903, XCIII, 6; 1904, XCIV, 1—5.

Königsberg i. Pr. Physikal.-ökonomische Gesellschaft, Schriften XLIV (1903).

Kopenhagen. Meddelelser om Grœnland. XXVI, XXVIII : XXIX 1, XXXI, 1904.

Krakau. Akademie der Wissenschaften, mathemat.-naturwissenschaftliche Classe. Anzeiger, 1903, No. 8—10. 1904, 1—7. Katalog literat. Naukowej Polskiej III. 2. 3. 4

La Plata. Direccion general de estadistica de la provincia de Buenos Aires. Boletin mensual, IV, 38—43. (1903); V, 44—48. (1904.)

Lausanne. Société Vaudoise des sciences naturelles. Bulletin. XXXIX, 148, 149; XL, 150.

Lawrence. Kansas University. Science Bulletin, II, 1—15. 1903/04.

Leipzig. Jahrbuch der Astronomie und Geophysik. XIV. (1903)

— Verein für Erdkunde. Wissenschaftliche Veröffentlichungen VI, 1904. — Literatur der Landes- und Volkskunde des Königreichs Sachsen. Nachtrag 4, 1903.

Lille. Société géologique du Nord. Annales, XXXII, 1903.

London. Geological Survey of the United Kingdom. Memoirs: Summary of progress, 1903; The tertiary igneous rocks of Skye. 1904; The Cretaceous Rocks, III. 1904.

— British Museum (Natural History.) Catalogue (of the Mesozoic Plants) of Jurassic Flora II. 1904. — Guide to the Fossil Mammals and Birds. 1904. — Introduction to the Study of Meteorites. 1904.

— Geological Society. Quarterly Journal, LX, 1, 2, 4. — Geological literature 1903. — List of the geological society. 1904. — Abstracts of Proceedings 786—801.

— Geological Magazine 1904.

Lissabon. Commissão do Servico geologico de Portugal. Communicações. V, 2; — Mollusques tertiaires du Portugal 1903/04.

Lüttich. Société géologique de Belgique, Annales, XXX, 2. XXXI, 1—3. Bulletin, XXXI. Mémoires, II, 1. 1904.

— Société Royale des sciences de Liége. Mémoires (3), V. (1904).

Lyon. Académie des sciences, belles lettres et arts. Mémoires (3), VII.

Madison. Wisconsin Geological and Natural History Survey. Bulletin IX, 5; X, 6; XI, 7; XII, 3; XIII, 8.

— Wisconsin Academy of sciences, Transactions XIII, 2, 1901; XIV, 1, 1902.

Madrid. Comision del mapa geológ. de España. Memorias V, (1904).

Magdeburg. Naturwissenschaftlicher Verein. Jahresberichte und Abhandl. 1902—04.

Mailand. Società italiana di scienze naturali. Atti, XLIII. 1—3.

Manchester. Geological society. Transactions, XXVIII, 10—12, (1903—1904).

Melbourne. Geological Survey of Victoria. Records, I, 3, Bulletin, 1903, 9—11; 1904, 12, 13. — Memoirs, 1, 1903, Chiltern Gold-Field.

— Annual Report of the Secretary of mines and Water Supply, 1903.

— Royal Society of Victoria. Proceedings, (N. S.) XVI, 2; XVII. 1.

Mexico. Instituto geologico. Parergones, I, 1—5.

Minneapolis. The American Geologist, XXXII, 6, (1903), XXXIII, XXXIV, 1—4, (1904).

Montreal. Natural history society. The Canadian record of science, IX, 2, 1903.

Montevideo. Museo nacional. Sección historico-filosofica, Anales, 1, 1904.

Moskau. Kaiserl. naturforschende Gesellschaft (Société Impériale des Naturalistes). Bulletin, 1903, 2—4; 1904, 1.

München. Kgl. Bayerische Akademie der Wissenschaften, math.-physik. Klasse. Abhandlungen, XXII, 2. — Sitzungsberichte, 1903, 4, 5; 1904, 1, 2. — Rede „Zum Andenken an Karl von Zittel" von v. Heigel. München 1904. — Festrede „Über Wert und angeblichen Unwert der Mathematik" von A. Pringsheim. München 1904.

Nantes. Société des sciences naturelles de l'Ouest de la France. Bulletin (2), III. 2—4, 1903; IV, 1—2, 1904.

Neubrandenburg. Verein der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg. Archiv, LVII, 2, 1903; LVIII, 1, 1904.

Neuchatel. Société Neuchateloise des Sciences naturelles. XXVIII, 1899/1900.

New Haven. The American journal of science, (4) XVII 97—100, 102—104; XVIII, 105—108.

New Jersey. Geological Survey. Final Report, V, 1902. Annual Report, 1903.

New York. American museum of natural history. Annual report, 1903. Bulletin, XIX, 1903. Memoirs. 1903, I, 8.

— New-York Academy of sciences. Annals, XIV, 3, 4; XV, 2.

Novo Alexandria. Annuaire géologique et minéralogique de la Russie, VI, 7—10; VII, 1—4.

Ottawa. Royal Society of Canada. Proceedings u. Transactions (2). IX, 1903.

Ottawa. Geological Survey of Canada. **Annual Report** XIII, ..
nebst Karte, 1903. — Altitudes in **the Dominion** of Ca..
nebst 4 Profilen. — Catalogue **of Canadian** Bir..
(1904). — Dictionary of Altitudes in **Canada.** 190..
Paris. Société géologique de France. **Bulletin,** (4) II 5,
III, 5, 6; (4) IV, 1—3.
— Société de Géographie. Bulletin „**La Géographie**", 1..
VIII, 2—6; 1904, IX; X, 1.
— Annales des mines. (10). IV, 10—12; V. 1—6; VI, ..
— Spelunka. Société de Spéléologie. **Bulletin** et Mém..
V. 36, 37, 1904.
Perth. Geological Survey of Western Australia. **Bulletin** 11—..
1904.
Philadelphia. Academy of natural science. **Proceedings** L..
2, 3, 1903; LVI, 1, 2, 1904. **Journal** (2), XII. 3 ..
1903 u. 1904.
Prag. K. böhmische Gesellschaft der Wissen**schaften.** Sitzungs-
berichte, 1903. — Jahresbericht, 1903.
— Deutscher naturwiss.-medizinischer Verein für **Böhmen** „Lotos"
Sitzungsberichte, N. F., XXIII, (1903).
— Lese- und Redehalle der deutschen Studenten. **Berichte.** L..
(1903).
Preßburg. Verein für Natur- und Heilkunde. **Verhandlungen**
N. F., XV (1903).
Pretoria. Geological Survey of the Transvaal. **Report** 190..
Rennes. Société scientifique et médicale de l'Ouest. Bulletin
XII, (1903). XIII, 1, 2, (1904).
Rochester. Academy of science. Proceed. IV, S. 137—1..
— Geological Society. Bulletin, XIV.
Rom. Accademia Reale dei Lincei. Rendiconti, (5) XIII, 1904.
Rendiconti dell'adunanza solenne 1904, II.
— Comitato R. geologico d'Italia. Bollettino, XXXIV, 3, 4.
XXXV, 1, 2. — Catalogo della Biblioteca dell'Ufficio geo-
logico. (5 suppl. 1902—03). — Memoire descrittive della
Carta geologica d'Italia. Appendice IX u. XII.
— Società geologica Italiana. Bollettino, XXII, 3 (1903), XXIII,
1, 2, (1904).
Sao Paulo. Sociedade Scientifica. Relatorio 1903—1904.
San Francisco. California Academy of sciences. Proceedings.
(1902), II, 1. (Geology).
St. Etienne. Société de l'Industrie minerale. Bulletin, (4), III,
1—4 mit Atlas. Comptes rendus mensuels, 1904.
St. Gallen. Naturwissenschaftl. Gesellschaft. Jahrbuch, 1901—02.
St. Louis, Academy of science, Transactions. XII, 9, 10,
1902/03; XIII, 1—9, 1903/04; XIV, 1—6, 1904.

St. Petersburg.
— Russ. Kaiserl. mineralogische Gesellschaft. Verhandlungen, (2). XLI. 1, 2, (1904). — Materialien zur Geologie Rußlands. XXI, 2, XXII, 1, (1904).
— Comité géologique. Mémoires, XIII, 4; XV, 1; XIX, 2. N. Ser. 5—13, (1903); Bulletin, XXII, 1—10.
— Section géologique du cabinet de Sa. Majesté. Travaux, VI. 1, (1904).
Springfield. Bureau of Labor Statistics of the State Illinois. 5 annual report 1903; Biennial Report 1902.
Stockholm. K. Svenska Vetenskaps-Akademiens Handlingar, XXXVII. (1903—1904; XXXVIII, 1—5, (1904).
— Geolog. föreningen. Förhandlingar, XXV, 7; XXVI, 1—5.
— Arkiv för Zoologi, I, 3, 4; Arkiv för Botanik, I. 4, II, III, 1—3. Arkiv för Kemi, Mineralogi och Geologi, I, 2.
— Årsbok, 1904. — Les prix Nobel. 1901.
Stuttgart. Verein für vaterländische Naturkunde in Württemberg. Jahreshefte. LX. (1904).
— (früher Halle). Zeitschrift für die gesamten Naturwissenschaften. LXXVI, 3—6; LXXVII. 1, 2.
Sydney. Department of mines and agriculture. Annual report, 1903. — Memoirs. Palaeontology 11, nebst Plates.
— Australian Museum. Records, V, 2—5, 1904. — Report of the Trustees 1902.
Tokyo. Earthquake Investigation Committee. Publications Foreign Languages, No. 15—18. 1904.
— Imperial University, science college. Journal XVIII, 5—8; XIX; XX. 1, 2.
Tiflis. Administration des mines du Caucase. Matériaux pour la géologie du Caucase (3), V, 1903.
Trenton. Geological Survey of New Jersey. Annual report 1903. Final Report V. 1902.
Washington. Smithsonian Institution. U. S. National Museum. 1901, 1902. — Smithsonian Contributions to Knowledge (Hodgkinsfund). No. 1413, 1417, 1438 (1903), 1441, (1904); XXXIII. (1904). — Miscellaneous collections, Quarterly Issue I. 1—4. II, 1; — Index to the literature of thorium 1817—1902. — Annual report 1903.
— U. S. geol. Survey. Bulletins, 208—232, 241; Monographs, XLIV, XLV, nebst Atlas. XLVI; Annual report XXIV, 1902—1903; Mineral Resources 1902.
— — Professional Paper (1903):
No. 9. Langille a. o., Forest conditions in the Cascade range forest reserve Oregon.

No. 10. Mendenhall, Reconnaissance from Fort Hamlin to Kotzebue Sound; Alaska.
„ 11. Ries, Clays of U. S. East of Mississippi River.
„ 12. Ransome, Geology of the Globe copper District, Arizona.
„ 13. Tight, Drainage Modifications in South eastern Ohio and Adjacent parts of West Virginia and Kentucky.
„ 14. Chemical Analyses of igneous rocks.
„ 15. Mendenhall u. Schrader, The mineral Resources of the Mount Wrangell District, Alaska.
„ 16. Girty, The Carboniferous formation and faunas of Colorado.
„ 17. Darton, Geology and Water resources of Western Nebraska.
„ 18. Iddings, Chemical Composition of Igneous rocks.
„ 19. Smith u. Willis, Contributions of the Geology of Washington.
„ 20. Schrader and Peters, Reconnaissance in Northern Alaska in 1901.
„ 21. F. L. Ransome, The geology and ore deposits of the Bisbee quadrangle Arizona.
„ 22. J. B. Leiberg, Th. F. Rixon and A. Dodwell, Forest conditions in the San Franzisco Mountains Forest Reserve, Arizona.
„ 23. F. G. Plummer, Forest conditions in the Black Mesa Forest Reserve, Arizona.
„ 24. G. J. Adams, Zinc and lead deposits of Northern Arkansas.
„ 25. Arth. C. Spencer, The Copper deposits of the Encampment District Wyoming.
„ 26. I. Emmons and Jaggar, Economic resources of the Northern Black Hills.
„ 27. Lindgreen, Geological Reconnaissance across Bitterroot Range and Clearwater Mountains in Montana and Idaho.
„ 28. H. St. Washington, The Superior Analyses of igneous Rocks from Roth's Tabellen 1869 to 1884

— Water Supply and Irrigations Papers 1903—1904.

No. 80. Rafter. Relation of Rainfall to runoff.
„ 81. Lippincott, California hydrography.
„ 82—85. Newell, Progress of Stream Measurements. Part. 1—4.

No. 86. Cole, Storage reservoirs on Stony Creek, California.
„ 87. Wilson, Irrigation in India.
„ 88. G. B. Hollister and M. O. Leighton, The Passaic flood of 1902.
„ 89. H. Hamlin, Water Resources of the Salinas Valley, California.
„ 90. J. E. Todd and C. M. Hall, Geology and Water Resources of part of the Lower James River Valley, South Dakota.
„ 91. B. H. Flynn and M. S. Flynn, The natural fleatures and Economic development of the Sandusky, Maumee, Muskingum and Miami drainage Areas in Ohio.
„ 92. M. O. Leighton, The Passaie flood of 1903.
„ 93. F. H. Newell, Proceedings of First Conference of Engineers of the Reclamation Service. With accompanying Papers.
„ 94. E. C. Murphy, J. C. Hoyt and G. B. Hollister, Hydrographic manual of the U. S. Geological Survey.
„ 95. E. C. Murphy, Accuracy of Stream Measurements.
„ 96. Murphy, Destructive Floods in the United States in 1903.
„ 97—98. Hoyt, Progress of Stream Measurements 1903. part 1, 2.
„ 101. Harris and Fuller, Underground Waters of Southern Louisiana.
„ 102. Fuller a. o., Hydrology of Eastern United States, 1903.
„ 104. Lee, Underground Waters of Gila Valley, Arizona.

Wien. K. K. geolog. Reichsanstalt. Jahrbuch, LI; LII; LIII; 2—4 1903; LIV, 1, 1904. Verhandlungen, 1903, 16—18; 1904, 1--12. Abhandlungen, XVII, 6; XIX, 2, 3.

— K. K. naturhistorisches Hofmuseum. Annalen, XVIII, 1903; XIX, 1. 1904.

— Kais. Akademie der Wissenschaften. Sitzungsberichte, Abt. 1, 1902, CXI, 10 1903; CXII, 1—3; Abt. IIa, 1903, CXII, 1—6; Abt. IIb; 1903, CXII, 1—6. — Erdbebenkommission. Mitteilungen, N. F., 14—21, (1903).

Wiesbaden. Verein für Naturkunde. Jahrbuch, LVII, 1904.

Zürich. Naturforsch. Gesellschaft. Vierteljahrs-Schrift, XLVIII, 3, 4; XLIX, 1, 2.

Zürich. Schweizerische geolog. Commission der naturf. Ges. [illegible] träge der Geologie der Schweiz N. F. XIV. Geotec[illegible] Serie, III.

B. Bücher und Abhandlungen.

Andreae (A.), Dritter Beitrag zur Kenntnis des Miocäns [illegible] Oppeln i. Schl. Mitteil. a. d. Roemer-Museum.

Andrée (K), Der Teutoburger Wald bei Iburg. Inaug.-D[illegible] Georg-Augusta-Univ. Göttingen. 1904.

Angelis d'Ossat (G., de,) Brano di logia formale della Geo[illegible] (Stratigrafia). S.-A. a. Rivista di Filosofia e sci. affine [illegible] Bologna 1904.

Archenhold (F. S.) Das Weltall. Illustrierte Zeitschrift ü[illegible] Astronomie und verwandte Gebiete. 5. Jahrg. 2. Heft.

Bärtling (R.), Die Molasse und das Glacialgebiet des Hoh[illegible] peißenberges und seiner Umgebung. S.-A. a. Geogno[illegible] Jahreshefte, München 1904.

Behlen (H.), Glacialgeschrammte Steine in den Mosbach[illegible] Sanden. S.-A. a. d. Jahrb. d. Nassauischen Vereins [illegible] Naturkunde. Wiesbaden 1904.

— Das Alter und die Lagerung des Westerwälder Bimssande und sein Rheinischer Ursprung. S.-A. a. Ebenda. Wies-baden 1905.

Branco (W.), Fragliche Reste und Fußfährten des tertiären Menschen. S.-A. a. Monatsberichte Deutsch. geol. Ges. Berlin 1904.

Carez (L.), Notes sur la géologie de la Feuille de Quillan. S.-A. a. Bull. 85. des Services de la carte géol. de la France 1902.

— Feuilles de Tarbes, Luz, Baguères-de-Luchon, Saint-Gaudens. Ebenda No. 98. 1904.

— Encore quelques mots sur Biarritz. S.-A. a. Bull. soc. géol. France.

— Sur la cause de la présence du Crétacé supérieur à de grandes altitudes sur les Feuilles de Luz et d'Urdos. S.-A. a. Ebenda.

Chlapowsli (F.), O znachodzeniu kilku gatunków wzlednic odmian slonia w nizu potnocnoniemieckim i polskim. Osbitka z Rocznika Towarzystwa Przyjaciól Nauk Poznánskiego. Rocznik. 30. 1903.

Commission internationale des glaciers. 9 rapport 1903. Les variations périodiques des glaciers. Genf. S.-A. a. Archiv des Sciences phys. et nat. 18. 1904.

Conwentz (H.), Die Gefährdung der Naturdenkmäler und Vorschläge zu ihrer Erhaltung. Berlin 1904.

Coomaraswany (A. K.), Report on Thorianite and Thorite. Kandy 1904.

Cornet (J.), Etudes sur l'évolution des rivières belges. S.-A. a. Annales soc. géol. Belgique, Mémoires. **31**.

Corstorphine (G. S.), Geological Relation of the Old Granite to the Witwatersrand Series. S.-A. a. Transact. Geol. Soc. S. Afrika **7**. 1904.

Credner, (H.), Der vogtländische Erdbebenschwarm vom 13. Februar bis zum 18. Mai 1903 und seine Registrierung durch das Wiechertsche Pendelseismometer in Leipzig. S.-A a. Abandl. math-phys. Klasse k. Sächs. Ges. Wiss. **28**. 4°.

— Die geologische Landesanstalt des Königreichs Sachsen. S.-A. a. Die Kgl. Sächsische Bergakademie zu Freiberg und die Kgl. geologische Landesanstalt u. s. w. Freiberg i. S. 1904.

Delgado (J. F. Nery), Faune cambrienne du Haut-Alemtejo (Portugal). S.-A. a. Communicaçoes du Service geolog. du Portugal **5**. Lisbonne 1904.

Deseniss und Jacobi, Die Enteisenung von Grundwasser nach dem Verfahren von Deseniss und Jacobi. S.-A. a. Wasser- und Wegebau. Nr. 23. Hamburg 1904.

Dietrich (W.), Älteste Donauschotter auf der Strecke Immendingen-Ulm. Inaug.-Diss. naturw. Fakult. Univ. Tübingen. Stuttgart. 8°. 1904.

Dorr (R.), Mikroskopische Faltungsformen. Eine physikalisches Experiment. Danzig. 1904.

Duparc (L.), Sur une nouvelle variété d'orthose. Paris 1904.

— Nouvelles explorations dans l'Oural du Nord. Le bassin supérieur de la Kosva. S.-A. a. Globe. **62**. Genève.

Duparc (L.) et Pearce (F.), Sur la sorétite, une amphibole nouvelle du groupe des hornblendes communes. S.-A. a. Bull. Soc. franç. Min. 1903. Paris 1904.

Duparc (L.) et Mrazec (L.), Sur le minerai de fer de Troïtsk (Oural du Nord).

— Sur les formations de la zone des quartzites et conglomérats inférieurs au Dévonien dans l'Oural du Nord.

Eaton (G. F.), The characters of Pteranodon. S.-A. a. Amer. Journ. of Science. 1904.

Eck (H.), Bemerkungen zur Lethaea geognostica, betreffend Schwämme aus dem Muschelkalk. S.-A. a. Centralblatt f. Min. 1904, No. 15.

— Zweite Bemerkung zur Lethaea geognostica, betreffend die deutsche Trias. S.-A. a. Ebenda No. 16.

Erdmannsdörffer (O. H.), Die devonischen Eruptivgesteine u. Tuffe bei Harzburg und ihre Umwandlung im Kontakt des Brockenmassivs. S.-A. a. Jahrb. d. Kgl. Preuß. geol. L.-A. u. Bergakad. für 1904. 25.

Esch (E.), Solger (F.), Oppenheim (P.), Jaekel (O.), Beitr. zur Geologie von Kamerun. Herausgegeb. i. Auftrage u. d. Mitteln der Kolonialabteilung des Auswärtigen Amts Berlin. 1904. 8°.

Etzold (F.), Bericht über die von Wiecherts astatischen Pendelseismometer in Leipzig vom 1. Januar bis 30. Juni 1903 registrierten Fernbeben und Pulsationen. S.-A. a. Sitz.-Ber. math.-phys. Kl. d. k. Sächs. Ges. Wiss. Leipzig. 1903.

— Die in Leipzig vom 1. Juli 1903 bis 30. April 1904 am Wiecherts Pendelseismometer registrierten Erdbeben und Pulsationen. Mit 1 Taf. u. 3 Tabellen. S.-A. a. Ebenda. 1904.

Felix (J.), Studien über tertiäre und quartäre Korallen und Riffkalke aus Ägypten und der Sinaihalbinsel. 8°. Leipzig.

Finsterwalder (S.), Bericht der Internationalen Gletscherkommission. Dem IX. Internat. Geologen-Kongreß zu Wien 1903 erstattet.

Gagel (C.), Über die geologischen Verhältnisse der Gegend von Ratzeburg und Mölln. S.-A. a. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. u. Bergakad. 1903. 24. Berlin. 1904.

— Einige Bemerkungen über die Obere Grundmoräne in Lauenburg. S.-A. a Ebenda.

Gasser (G.), Die Mineralien Tirols (einschl. Vorarlbergs) 8°. Rochlitz i. S.

Geographen-Kalender, herausgegeben von Dr. Hermann Haack. Zweiter Jahrgang 1904/05. Gotha: Justus Perthes 1904.

Gosselet (M. J.), Études des gîtes mineraux de la France. Publiées sous les auspices de M. le Ministre des travaux publics par le service des topographies souterrains. Hierzu Atlas. 4°. Paris 1904.

Hatch (Fr. H.), The Boulder beds of Ventersdorp (Transvaal). S.-A. a. Transact. geol. Soc. S. Africa. 6. Johannesburg 1904.

— The extension of the Witwatersrand beds eastwards under the Dolomite and the Ecca Series of the southern Transvaal. S.-A. a. Ebenda. 7. 1904.

— The Geology of the Marico District. S.-A. a. Ebenda.

— and Corstorphine (G. S.), The petrography of the Witwatersrand conglomerates, with Special reference to the

Origin of the Gold. S.-A. a. Ebenda.

Hatch (Fr. H.) and Corstorphine (G. S.), The Geology of the Bezuidenhout Valley aud the District East of Johannesburg. S.-A. a. Ebenda.

Hauswaldt (H.), Interferenz-Erscheinungen im polarisierten Licht. (Photogr. Aufnahme) Magdeburg 1904.

Hazard (J.), Beurteilung der wichtigsten physikalischen Eigenschaften des Bodens auf Grund der mechanischen Bodenanalyse. S. - A. a. Die landwirtschaftlichen Versuchs - Stationen. Berlin 1904.

Henriksen (G.), On the iron ore deposits in Sydvaranger, Finmarken - Norway and relative geological problems. Christiana 1904.

Hettner (G.). Alte mathematische Probleme und ihre Klärung im neunzehnten Jahrhundert. Rede zur Feier des Geburtstages S. M des Kaisers u. Königs Wilhelm II. in der Halle der K. Techn. Hochschule zu Berlin am 26. I. 1904. (Geschenk v. H. Branco.)

Holst (N. O.), Kvartar-studier i Danmark och norra Tyskland. S.-A. a. Geol. Fören. Förhandl. **26**. 1904.

Jensen (A. S.), Studier over nordiske Mollusker. II. Cyprina islandica. S.-A. a. Vidensk. Medd. naturk. Foren. Kopenhagen 1902.

— Studier over nordiske Mollusker. III. Tellina (Macoma). S.-A. a. Ebenda 1905.

Jickeli (F.), Die Unvollkommenheit des Stoffwechsels im Kampf ums Dasein. S.-A. a. Abhandl. d. Siebenbürg. Ver. f. Naturw. zu Hermannstadt. **1**. Berlin 1902.

Kaiser (E.), Die geologisch-mineralogische Literatur des Rheinischen Schiefergebirges und der angrenzenden Gebiete für die Jahre 1887 — 1900. 1. Teil: Chronologisches Verzeichnis. 2. Teil: Sachregister, Kartenverzeichnis, Ortsregister. Nachträge. S.-A. a. d. Verhandl. naturhist. Ver. d. preuß. Rheinlande, Westfalens u. d. Reg.-Bez. Osnabrück. **59**. 1902, u. **60**. 1903.

Kalecsinszky (A. v.). Die Mineralkohlen der Länder der ungarischen Krone mit besonderer Rücksicht auf ihre chemische Zusammensetzung und praktische Wichtigkeit. Budapest 1903.

— Über die Akkumulation der Sonnenwärme in verschiedenen Flüssigkeiten. S.-A. a. Mathemat. u. naturwiss. Berichte aus Ungarn **21**. Leipzig 1904.

Kaunhowen (Fr.), und Krause (P. G.), Beobachtungen an diluvialen Terrassen und Seebecken im östlichen Nord-

deutschland und ihre Beziehungen zur glacialen Hyd-
graphie. S.-A. a. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. u.
Bergakad. f. 1903. **24**. Berlin 1904.

Knebel (W. von), Basaltmaare im Taunus. S.-A. a. Sitz.
Ber. Physik.-Med. Societät in Erlangen. Heft 35. (19
Erlangen.

— Vergleichende Studien über die vulkanischen Phänomene
Gebiete des Tafeljura. S.-A. a. Ebenda. Erlangen 19

Kobert (W.), Geologisch-agronomische Untersuchung der U
gegend von Amani in Ost-Usambara. Mit 1 *geol.* Ü
sichtskarte. S.-A. a. Berichte über Land- u. Forstwiss
schaft in Deutsch-Ostafrika. **2**. 1904.

Krusch (P.), Die Geschichte der Bergakademie zu Berlin v
ihrer Gründung im Jahre 1770 bis zur Neueinrichtung
Jahre 1860. Berlin. 8°. 1904.

Leppla (A.), Geologische Skizze des Saarbrücker Steinkohle
gebirges. S.-A. a. d. Festschr. z. IX. *Allgem.* Deutsc
Bergmannstage: „Der Steinkohlenbergbau des Preuß. Staat
i. d. Umgebung v. Saarbrücken.“ Berlin 1904.

Lewis (A. A.), The Gumpie goldfield. Mining on Gumpie w
a description of the geological structure of *the fie*
Brisbane. 8°.

Liebenow (C.), Notiz über die Radiummenge der Erde. S.-A.
a. Physikalische Zeitschr. **5**.

Lohest (M.), Herbets (A.), Forir (H.), La géologie de la re-
connaissance du terrain houiller du Nord de la Belgique
Liége 1904.

Martens (P. Ch.), Das deutsche Konsular- und Kolonialrecht.
Leipzig 1904.

Martin (K.), Jungtertiäre Kalksteine von Batjan *und Obi*
S.-A. a. Samml. Geol. Reichs-Museums in Leiden. (1) 7.

Nopcsa jun. (F.), Dinosaurierreste aus Siebenbürgen III. *Weitere*
Schädelreste von Mochlodon. S.-A. a. Denksch. Math.-
naturwiss. Klasse Akad. Wiss. **74**. Wien 1904.

Oebbeke (K.), Die Stellung der Mineralogie und Geologie an
den Technischen Hochschulen. Festrede, gehalten in der
Aula der K. Techn. Hochschule zu München z. Eröffnungs-
feier des Studienjahres am 10. Dez. 1902. München 1904.

Oppenheim (P.), Die Geologie der Insel Capri. Berlin. 8°.

Pabst (W.), Die fossilen Tierfährten aus dem Rotliegenden
Thüringens im Herzoglichen Museum zu Gotha. *Ein*
Führer durch ihre Sammlung, mit 12 Taf. u. 6 Figuren.

— Abbildungen u. kurze Beschreibungen der Tierfä*hrten aus*
dem Rotliegenden Deutschlands. Lief. I, Taf. 1—12.
Gotha 1904.

Petri (H.), Monographie des Coleopteren-Tribus Hyperini. Abhandl. Siebenbürg. Ver. f. Naturw. zu Hermannstadt. **2.** Berlin 1903.
Richthofen (F., Freiherr von,) Das Meer und die Kunde vom Meer. Rede zur Gedächtnisfeier des Stifters der Berliner Universität König Friedrich Wilhelm III. in der Aula am 3. August 1904. Berlin 1904.
— Triebkräfte und Richtungen der Erdkunde im 19. Jahrhundert. Rede beim Antritt des Rektorats, gehalten in der Aula der K. Friedrich Wilhelm-Universität zu Berlin am 15. Oktober 1903.
Schucht (F.), Beitrag zur Geologie der Wesermarschen. S.-A. a. Zeitschr. f. Naturwissensch. **76.**
Sieberg (A.), Handbuch der Erdbebenkunde. Braunschweig. 8°. 1904.
Spezia (G.), Sulle inclusiono di anidride carbonica liquida nella anidrite associata al quarzo trovata nel Traforo del Sempione. S.-A. a. Accad. R. Scienze di Torino. Anno 1903-04. Torino 1904.
— Sulla anidrite micaceo-dolomitica e sulle rocce decomposte della Frana del Traforo del Sempione. S.-A. a. Ebenda. 1903.
Stahl (A. F.), Die orographischen und geologischen Verhältnisse des Karadag in Persien. S.-A. a. Petermanns Mitteil. 1904.
Steinmann (G.), Tetraploporella Remesi, eine neue Dasycladacea aus dem Tithon von Stramberg. S.-A. a. Beiträge z. Paläont. u. Geol. Österreichs-Ungarns u. d. Orients. **15.**
Steinmann (G.), Hoek (H.) und Bistram (A. v.), Zur Geologie des südöstlichen Boliviens. S.-A. a. Zentralblatt f. Min., Geol. u. Paläont. 1904.
Tannhäuser (F.), Die jüngeren Gesteine der Ecuatorianischen Ost-Cordillere von Cordillera de Pillaro bis zum Sangay sowie die des Azuay und eines Teiles der Cuevia-Mulde. Inaug.-Diss. Friedrich Wilhelm-Universität Berlin. 1904.
Tarnuzzer (Chr.), Geologische Verhältnisse des Albulatunnels. Mit einem geologischen Längenprofil 1 : 10 000 und einem Bahnprofil. S.-A. a. d. 46. Jahresber. d Naturf. Ges. Graubündens.
Tassin (W.), The Persimmon creek meteorite. S.-A. a. Proceedings U. S. Nat. Mus. 27. No. 1380. 1904.
Teisseyre (W.), Versuch einer Tektonik des Vorlandes der Karpathen in Galizien und in der Bukowina. S.-A. a. d. Verhandl. k. k. geol. R.-A. Wien 1903.

Teisseyre (W.), Der paläozoische Horst von Podolien und di[illegible] umgebenden Senkungsfelder. S.-A. aus Beitr. z. Paläon[illegible] Geol. i. Österr.-Ungarn u. d. Orients. 15. 1903
— u. Mrazec (L.), Das Salzvorkommen in Rumänien. S[illegible] a. Österreich. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen 51. 1[illegible]
Tiffany et Co., Catalogue de la collection de pierres précie[illegible] New-York.
Wahnschaffe (F.), Neuere Theorien über Gebirgsbild[illegible] S.-A. a. d. Programm k Bergakademie Berlin für [illegible] Studienjahr 1903—04.
Washington (H. S.), Manual of the chemical analysis of ro[illegible] 8°. New-York 1904.
Wing Easton (N.), Geologie eines Teiles von West-Bor[illegible] nebst einer kritischen Übersicht des dortigen Erzvorkomm[illegible] 1 Atlas u. 1 Mappe mit Mikrophotographien. S. A. Jaarb[illegible] van het Mijnwezen in Nederlandsch Oost-Indie. Bata[illegible] 1904.
Wilckens (O.). Über Fossilien der oberen Kreide Süd-Patagon[illegible] S.-A. a. Centralblatt f. Min. 1905.
— Revision der Fauna der Quiriquina-Schichten. S.-A. a N. Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. 18. Stuttgart 1904.
Wolff (Ferd. von), Die älteren Gesteine der Ecuatorianis[illegible] Ost-Cordillere sowie die des Azuay und eines Teiles Cuevia-Mulde. S.-A. a. W. Reiss, Ecuador 1870[illegible]
Zuber (R.), Die geologischen Verhältnisse von Boryslaw in [illegible] galizien. S.-A. a. Zeitschr. f. prakt. Geol. 19[illegible]
— Die geologischen Verhältnisse der Erdölzone Opa[illegible] Schodnica-Urycz in Ostgalizien. S.-A. Ebenda.

C. Karten und Kartentexte.

Deutschland.

Preußen. Geologische Spezialkarte von Preußen und den benach-barten Bundesstaaten. 1 : 25000. Herausgegeben von de[illegible] Königl. geologischen Landesanstalt.

Lief. 107, Blätter Danzig, Oliva, Weichselmünde mit Neu-fahrwasser, Käsemark, Nickelswalde, Praust, Trutenau[illegible] nebst Erläuterungen.

„ 121, Blätter Frankfurt a/O., Küstrin, Seelow, Lebus[illegible] nebst Erläuterungen.

„ 42, Blatt Tangermünde 2. Auflage.

— Als Beigabe zu den Erläuterungen der Flachlandsblätter: Kurze Einführung in das Verständnis der geologisch-agronomischen Spezialkarten des norddeutschen Flachlandes.

Sachsen. Geologische Spezialkarte des Königreichs Sachsen: Sect. Plauen-Pausa, Sect. Fürstenwalde - Graupen nebst Erläuterungen.

Österreich.

Geologische Spezialkarte der Länder der ungar. Krone 1 : 75 000. Herausgegeben von der Kgl. ungar. geolog. Anstalt:

Die Umgebung von Magyarszölgyén und Párkány-Nána, Zone 14 Col. XIX;

" " " Budapest und Szent-Endre, Zone 15 Col. XX;

" " " Budapest und Tétény, Zone 16 Col. XX, nebst Erläuterungen.

Italien.

R. Ufficio Geologico in Rom:

Carta geologica dei vulcani vulsini. Rilavata da P. Moderni. 1904. Carta geologica d'Italia 1 : 100000. No. 201 Matera; 202 Taranto; 203 Brindisi; 204 Lecce; 213 Maruggio; 214 Gallipoli; 215 Otranto; 223 Tricase.

Rußland.

Geologisk öfversiktskarta öfver Finland. Sect. D2 Nyslott. 1 : 400000. Helsingfors. 1904.

Japan.

Imperial Geological Survey of Japan 1 : 200000. 8. Bl. Sadowara, Shinjō, Toba, Koshikijima, Kinomoto, Nachi. Tsunoshima, Kamaishi.

— Catalogue of articles and analytical results of the specimens of soils exhibited at the Louisiana Purchase Exposition held at St. Louis, Missouri, U. S. A. 1904.

Amerika.

U. S. Geological Survey in Washington. Topographic Sheets 1 : 62500. 164 Bl.

Geological Survey of Canada 1 : 63360 No. 42—48, 56—58.

Department of the Interior Canada. Map of the Northwest Territories and the Province of Manitoba 1 : 792000. 3 Bl. 1903. — Southeastern Alaska and part of British Columbia. 1 : 960000. — Ontario (Windsor Sheet) 1 : 250000. — Railways in Manitoba, Assiniboia, Alberta and Saskatchewan 1 : 2 217 600.

Dominion of Canada, Map showing Mounted Police Stations in the North West territories 1 : 792000. 2. Bl. 1904. —

Map showing Mounted Police Stations in the North-Western Canada 1 : 2217600. 2. Bl. 1904.

Afrika.

The First published Geological Map of Zoutpansberg. Johannesburg 1889.



Deutsche geologische Gesellschaft.

1. Januar 1905.

Vorstand

Vorsitzender: Herr Beyschlag.

Stellvertretende Vorsitzende { „ Wahnschaffe.
„ Schmeißer.

Schriftführer { „ J. Böhm.
„ Denckmann.
„ Gagel.
„ Philippi.

Schatzmeister „ Dathe.

Archivar „ Jentzsch.

Beirat

Die Herren Tietze-Wien, Fraas-Stuttgart, Baltzer-Bern, Kayser-Marburg, Rothpletz-München, Steinmann-Freiburg i. B.

Verzeichnis der Mitglieder.

Die beigedruckten Zahlen geben das Jahr der Aufnahme an.

Adams, Frank D., Dr., 1890. Montreal, Canada, Mc Gil, University, Petrograph. Laboratoy.

Ahlburg, cand. phil., 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.

Albert, Hermann, Bergassessor, 1897. Bieberich a. Rh., Rheinstr. 44.

Albert, Robert, Dr., Professor an der Forstakademie, 1902. Eberswalde.

Albrecht, Emil, Bergwerksdirektor, 1900. Hannover.

von Ammon, Ludwig, Dr., Professor, Oberbergrat, 1873. München, Ludwigstr. 16.

*Andreae, Achilles, Dr., Professor, 1881. Hildesheim, Hermann Römerstr. 3.

Andrée, Karl, Dr., 1902. Göttingen, Geismar-Chaussee 20.

* bedeutet Teilnahme an der Allgemeinen Versammlung in Breslau.

Arlt, Geh. Bergrat, 1866. Berlin W, Kleiststr. 22.
von Arthaber, G. A., Dr., Privatdozent, 1892. Wien I, Bart-steingasse 8.
Bärtling, Dr., 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Baltzer, Armin, Dr., Professor, 1875. Bern, Rabbental 51.
Bamberg, Paul, 1902. Friedenau b. Berlin, Kaiser Allee 87
Barrois, Charles, Dr., Professor, 1877. Lille. Rue Pascal
Barth, Max, Dr., Lehrer am Landwirtsch. Institut, 1889. Helmstä
Baschin, Otto, Kustos am Geograph. Institut, 19
Berlin NW 7, Eichendorffstr. 34/36.
Bauer, Max, Dr., Geh. Reg. Rat, Professor, 1869. Marburg
Hessen.
Baum, G. F., Professor, 1897. Berlin N 4, Invalidenstr. 44
von Baumbach, Reinhard, Ingenieur, 1902. Göttingen, Schieferweg 7.
Baumhauer, H., Dr., Professor, 1879. Freiburg (Schweiz).
von Baur, C., Dr., Präsident des Kgl. Bergrats, 18
Degerloch b. Stuttgart.
Beck, Karl, Dr., 1898. Stuttgart, Wagenburgstr. 10.
Beck, Richard, Dr., Professor, 1884. Freiburg i. S., kg
Bergakademie.
Becker, Ernst, Dr., 1903. Assistent am Kgl. Mineralog. Institut d. Universität. Heidelberg, Gaisbergstr. 62.
Becker, H., Chemiker, 1884. Ems.
Behr, Johannes, Dr., 1901. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Belowsky, Max, Dr., Kustos am mineral.-petrograph. Institut 1896. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
Benecke, E. W., Dr., Professor, 1866. Straßburg i. Els., Goethestr. 43.
Berendt, G., Dr., Geh. Bergrat, Professor und Landesgeologe. 1861. Berlin SW 11, Dessauerstr. 35.
Berg, Georg, Dr., 1903. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Bergeat, Alfred, Dr., Professor, Bergakademie, 1893. Clausthal.
Bergmann, W., Berginspektor, 1904. Ilseder Hütte b. Peine.
Bergt, Walter, Dr., Professor, 1894. Niederlößnitz b. Dresden. Schulstr. 12.
*Beyschlag, Franz, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Zweiter (wissenschaftlicher) Direktor der Kgl. Preuß. geolog. Landesanstalt, 1883. Berlin N, 4 Invalidenstr. 44.
Bielefeldt, Dr., 1897. Berlin W, Regentenstr. 7.
von Bismarck, Landrat, 1898. Naugard in Pommern.
Baron Bistram, Alexander, Dr., 1899. Freiburg i. Br., Geol. Institut.
Blaas, Jos., Dr., Professor, 1884. Innsbruck, Bienerstr. 15.

Blanckenhorn, Max, Dr., Privatdozent, Mitarbeiter der Geol. Survey of Egypt und der Kgl. Preuß. geolog. Landesanstalt, 1881. Halensee b./Berlin, Joachim Friedrichstr. 57.

Bode, G., Landgerichts-Direktor, 1894. Braunschweig, Kaiser Wilhelmstr. 27.

Bode, Arnold, Dr., Geologe, 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Boehm, Georg, Dr., Professor, 1876. Freiburg i. Br., Schwaighofstraße 14.

Böhm, Joh., Dr., Sammlungskustos der geol. Landesanstalt u. Bergakademie, 1881. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Boettger, Edmund, Geh. Bergrat, 1869. Halle a./S., Blumenthalstr. 12.

Boettger, O., Dr., Professor, 1868. Frankfurt a. M., Seilerstr. 6.

von dem **Borne**, Dr., 1888. Jena, Westendstr. 11.

Bornemann, L. G., Dr., 1872. Eisenach, Wartburgchaussee 4.

Bornhardt, Bergmeister, 1894. Siegen.

Brackebusch, L., Dr., Professor, 1872. Hannover, Blücherstr. 3.

Branco, Wilhelm, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1876. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.

Brandes, H., Rentner, 1889. Mölme bei Hoheneggelsen.

Brandes, Georg, cand. geol., 1898. Todtmoos, Schwarzwald.

Brauns, Reinhard, Dr., Professor, 1885. Kiel, Düppelstrasse 8.

Broili, Ferdinand, Dr., Privatdozent, 1899. Custos am paläontolog. Institut zu München, Alte Akademie.

***Bruhns**, W., Dr., Professor, 1888. Straßburg i. E., Mineralog. Institut, Lessingstrasse 7.

Bücking, Hugo, Dr., Professor, 1873. Straßburg i. Els., Brantplatz 3.

Busz, K., Dr., Professor, 1904. Münster i. W.

van **Calker**, F. J. P., Dr., Professor, 1887. Groningen (Holland).

Canaval, Richard, Dr., k. k. Oberbergrat, 1890. Klagenfurt, Ruprechtstr. 8.

Capellini, Giovanni, Professor, Senator, 1884. Bologna.

Chelius, Karl, Dr., Professor, Geh. Oberbergrat, 1880. Darmstadt, Klappachstr. 9.

Chewings, Charles, Dr., 1896. Norwood, 85 Edward Street, South Australia.

Clark, William Bullock, Dr., Professor, John Hopkins University, 1885. Baltimore.

Clarke, John Mason, Dr., Professor, State Paleontologist, Direktor New York State Museum, 1884. Albany (New York), State Hall.

Cohen, Emil, Dr., Professor, 1869. Greifswald, Roßmarkt 4.

Councler, Constantin, Professor, 1888. Münden, Forstakademie.

Credner, Hermann, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1865. Leipzig, Carl Tauchnitzstr. 11.
Crook, Alja Robinson, Dr., Professor of Mineralogy, Northwestern University, 1897. Evanston, Jll., U. St. A.
Dalmer, Karl, Dr., Sektionsgeologe, 1879. Jena, Johannisplatz 22.
Dammer, Bruno, Dr., 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Dannenberg, Artur, Dr., Professor, 1894. Aachen, Techn. Hochschule.
Dantz, C., Dr., Bergwerksdirektor, 1892. Per Adr. Herrn Friedländer, Berlin W 64, Unter den Linden 8.
Danzig, E., Dr., Oberlehrer, 1901. Rochlitz i./S.
Darton, N. H., Geologist of the U. S. Geolog. Survey, 1904. Washington D. C.
*Dathe, Ernst, Dr., Landesgeologe, 1874. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
Deecke, Wilhelm, Dr., Professor, 1885. Greifswald.
Denckmann, August, Dr., Landesgeologe, 1884. Berlin N 4. Invalidenstr. 44.
Deninger, Karl, Dr., Assistent am kgl. Mineralog. Institut der Technischen Hochschule, 1902. Dresden.
De Stefani, Carlo, Dr., Professor der Geologie am Istituto di Studi superiori und Direktor der geologisch-paläontologischen Sammlungen, 1898. Florenz.
von Detten, Berghauptmann, 1860. Clausthal a. H.
Dewalque, Gustav, Dr., Professor, 1872. Lüttich.
Dienst, Paul, Bergbaubeflissener, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Dieseldorff, Arthur, Dr., 1898. Hamburg 11, Gr. Burstah 4.
Dölter-y-Cisterich, Cornelius, Dr., Professor, 1873. Graz.
de Dorlodot, Henry, Abbé, Professor an der Université catholique, 1902. Löwen, rue de Bériot 44.
Drevermann, Fritz, Dr., Assistent am Senkenbergischen Museum, Frankfurt a. M., Altkönigstr. 6.
Du Bois, Georg, Dr., 1899. Puerta de Mazarrore c/o C[ia] metalurgica.
Dziuk, A., Dipl. Bergingenieur, 1897. Hannover, Rumannstr. 29.
Ebeling, Generaldirektor, 1894. Westeregeln b. Egeln.
Ebeling, Max, Dr., Oberlehrer, 1897. Berlin NO 18, Friedenstraße 99.
Eberdt, Oskar, Dr., Sammlungskustos an der geologischen Landesanstalt und Bergakademie, 1891. Berlin N 4. Invalidenstr. 44.
von Eck, Dr., Professor, 1861. Stuttgart, Weißenburgstr. 4 B II.
Ehrenburg, Karl, Dr., Privatdozent, 1887. Würzburg, Paradeplatz 4.

Elbert, Joh., Dr., 1900. Greifswald, Langestraße.
von Elterlein, Adolf, Dr., k. ottomanischer Ministerialrat, 1898. Constantinopel.
Emerson, Benjamin, Professor, 1868. Amherst (Massachusetts).
Endriss, Karl, Dr., Professor an der k. technischen Hochschule, 1887. Stuttgart, Neue Weinsteige 75.
Engel, kgl. Bergmeister, 1896. Essen.
*Erdmannsdörfer, O. H., Dr., 1900. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Esch, Ernst, Dr., Direktor der Braunsteinwerke, 1893. Gießen, Frankfurterstr. 31.
Felix, Johann, Dr., Professor, 1882. Leipzig, Gellertstr. 3.
Fels, Gustav, Dr., Assistent am mineralog.-petrogr. Institut der Universität, 1902. Bonn a. Rhein.
Fiedler, Otto, Dr., 1898. München, Gedonstr. 2 I.
Finckh, Ludwig, Dr., 1900. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Freiherr von Fircks, W., Bergingenieur, 1898. Freiberg i. S., Kgl. Bergakademie
Fischer, Franz, Oberlehrer, 1900. Berlin SW 29, Gneisenaustraße 90 II.
Flach, Ch., } Bergingenieure, 1902. Donnybrook b. Perth,
Flach, J., } Westaustralien.
Flegel, K., Bergbaubeflissener, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
*Fleischer, Alexander, 1903. Breslau, Kaiser Wilhelmstr. 56.
Fliegel, Gotthard, Dr., 1898. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Follmann, Otto, Dr., Oberlehrer, 1891. Koblenz, Eisenbahnstraße 38.
Fraas, Eberhard, Dr., Professor, 1890. Stuttgart, Stitzenburgstraße 2.
Franke, G., Professor, 1894. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Franke, Dr., Professor, 1895. Schleusingen.
*Frech, Fritz, Dr., Professor, 1881. Breslau, Schuhbrücke 38/39.
Frič, Anton, Dr., Professor, 1868. Prag, Grube No. 7.
Fricke, K., Dr., Professor, 1875. Bremen, Herderstr. 62.
Friederichsen, Max, Dr., Privatdozent, 1903. Göttingen, Hainholzweg 24.
Baron von Friesen, Kammerherr, Exzellenz, 1883. Karlsruhe (Baden).
Freiherr von Fritsch, Karl, Dr., Professor, Geh. Reg.-Rat, 1859. Halle a. S., Margarethenstr. 3.
Fuchs, Alex., Dr., 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Futterer, Karl, Dr., Professor, 1886. Karlsruhe, Technische Hochschule.
*Gagel, Kurt, Dr., Landesgeologe, 1890. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Gante, Bergrat, Vorsteher der herzogl. anhalt. Salzwerkdirektion, 1902, Leopoldshall bei Staßfurt.
*Gärtner, Dr., 1904. Direktor der Wenzeslausgrube, Ludwigsdorf. Kreis Neurode.
Geinitz, Eugen, Dr., Professor, 1877. Rostock.
Geisenheimer, Bergassessor, 1904. Breslau, Schuhbrücke 38/39 II.
Gerhardt, Karl, Dr., Major a. D., 1893. Freiburg i. Br., Thurnseestr. 57.
Gerland, Dr., Professor, Straßburg i. E., Steinstr. 57.
Gill, Adam Capen, Dr., Cornell University, 1891. Ithaca (New York).
Gillman, Fritz, Ingenieur, Sevilla (Spanien) Alameda de Hercules 42.
von Goldbeck, Wirkl. Geh. Oberregierungsrat a. D., 1875. Hannover, Schiffgraben 43.
Gorjanović-Kramberger, Karl, Dr., Professor und Direktor des Geologischen Nationalmuseums, 1898. Agram (Kroatien).
Gosselet, Jules, Professor, 1862. Lille, rue d'Antin 18.
Gothan, Hermann, Ingenieur, 1901. Groß-Lichterfelde.
Gottsche, Karl, Dr., Professor, Kustos am Naturhist. Museum. 1875. Hamburg.
Grabau, A., Dr., Professor, Oberlehrer, 1879. Leutzsch b. Leipzig, Leipzigerstr. 8.
Grässner, P. A., Bergwerksdirektor a. D., 1889. Staßfurt-Leopoldshall.
Gröbler, Bergrat, 1894. Salzdetfurth.
Grosser, P., Dr., 1892. Mehlem a. Rhein.
von Groth, Paul, Dr., Professor, 1866. München, VI Brieffach.
*Grünberger, Rechtsanwalt, 1904. Breslau.
Grundey, Max, Kgl. Landmesser, 1896. Kattowitz O./S., Goethestr. 3.
Gruner, Hans, Geh. Rat, Dr., Professor, 1871. Berlin N 4. Kesselstr. 11.
Grupe, Oskar, Dr., 1899. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
*Gürich, Georg, Dr., Professor, 1891, Breslau, Hohenzollernstraße 45.
Guillemain, Constantin, Dr., Direktor der Volinhütte, 1899. Mechernich, Rheinpreußen.
Haarmann, Erich, Bergbaubeflissener, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Haas, Hippolyt, Dr., Professor, 1880. Kiel, Moltkestr. 28.
Hahn, Alexander, 1886. Idar a. d. Nahe.
Halbfass, Wilh., Dr., Professor, 1898. Neuhaldensleben.

Hamm, Hermann, Dr. phil. et med., 1899. Osnabrück, Lortzingstraße 4.
Harker, A., M. A., 1887. Cambridge (England), St. John's College.
Hauthal, Rudolf, Dr., Professor an der Universität, 1891. La Plata (Argentinien).
Hazard, J., Dr., Professor, Sectionsgeologe, 1891. Leipzig-Gohlis, Pölitzstr. 32.
Hecker, O., Dr., 1900. Groeningen, Bez. Magdeburg.
Heidenhain, F., Dr., Oberlehrer, 1866. Stettin, Grünhofer Steig 1.
Heim, Albert, Dr., Professor, 1870. Hottingen-Zürich.
Henderson, J. M. C., Dr., Bergingenieur, 1895. Sun Court, Cornhill, London E. C.
Henkel, Ludwig, Dr. Oberlehrer. 1901. Schulpforta b. Naumburg a. S.
Henrich, Ludwig, 1901. Frankfurt a./M., Neue Zeil 68.
*Herbing, Bergbaubeflissener, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Hermann, Rudolf, 1904. Wissenschaftl. Hilfsarbeiter am Museum für Völkerkunde, Berlin W, Königgrätzerstr.
Hermann, Paul, Dr., 1904. Gr. Lichterfelde W, Steglitzerstr. 43III.
Hess von Wichdorff, Hans, Dr., 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Heusler, Geh. Bergrat, 1872. Bonn, Colmantstr. 15.
van der Heyden à Hauzeur, Louis, 1903. Auby-lez-Douai (France, Nord), Compagnie Royale Asturienne.
Hibsch, Jos., Dr., Professor, 1883. Tetschen-Liebwerda (Böhmen).
Hildebrand, Otto, Dr., 1901. Jena, Sonnenbergstr. 2.
Hildebrandt, Max. 1901. Berlin NW 87, Alt Moabit 79.
*Hintze, Karl, Dr., Professor, 1870. Breslau, Moltkestr. 5.
Hirschwald, Julius, Dr., Geh.-Rat, Professor an der Technischen Hochschule, 1898. Grunewald b./Berlin, Kunz Buntschuhstr. 16.
Hörnes, Rudolf, Dr., Professor, 1874. Graz, Sparbersbachgasse 41.
Hofmann, Adolf, Dr., Professor, 1886. Przibram, Böhmen.
Holland, F., Oberförster 1895, in Heimerdingen O. A. Leonberg.
Holtheuer, Richard, Dr., Professor, 1891. Leisnig in Sachsen.
Holzapfel, Eduard, Dr., Professor, 1884. Aachen, Büchel 51.
Hornstein, F. F., Dr., Professor, 1867. Cassel, Weigelstr. 2 II.
Hornung, Ferd., Dr., 1889. Leipzig-Kleinzschocher, Antonienstraße 3.
Hoyer, Professor, 1894. Hannover, Ifflandstraße 33.
von Huene, F., Dr., Privatdozent, 1899. Tübingen.

Hug, Otto, Dr., 1897. Bern (Schweiz), Belpstr. 42.
Hughes, Thomas Mc Kenny, Professor, Trinity College Cambridge (England).
Hussak, Eugen, Dr., Staatsgeolog, 1891. Saõ Paulo (Brasilien).
Hustedt, Wilh., Rektor, 1897. Berlin NO 43, Georgenkirchstraße 11.
*Jahr, E., Oberbergamtsmarkscheider, 1904. Breslau II, Neue Taschenstraße 2.
Jaekel, Otto, Dr., Professor, 1884. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
Janensch, Werner, Dr., Assistent am geol.-paläont. Institut. d. Mus. f. Naturkunde. 1901. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
von Janson, A., Rittergutsbesitzer, 1886. Schloß Gerdauen (Ost-Pr.).
*Jentzsch, Alfred, Dr., Professor, Landesgeologe, 1872. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Jung, Gust., Direktor, 1901. Neuhütte b. Straßebersbach, Nassau.
Just, E., Lehrer, 1889. Zellerfeld.
Kaiser, Erich, Dr., Professor, 1897. Gießen, Gutenbergstr. 30.
Kalkowsky, Ernst, Dr., Professor, 1874. Dresden A., Franklinstr. 32.
Katzer, Friedrich, Dr., Bosnisch-hercegov. Landesgeologe, 1900. Sarajevo.
Kaufholz, Dr., Oberlehrer, 1893. Goslar, Bäringerstr. 24.
Kaunhowen, F., Dr., Bezirksgeologe, 1897. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
Kayser, Emanuel, Dr., Professor, 1867. Marburg in Hessen.
Keilhack, Konrad, Dr., Professor, Landesgeologe, 1880. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Kinkelin, Fr., Dr., Professor, 1886. Frankfurt a. M., Parkstraße 52.
Kirschstein, Egon, cand. geol., Assistent am geol.-paläont. Institut und Museum, 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
Klautzsch, Adolf, Dr., Bezirksgeologe, 1893. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Klebs, Richard, Dr., Professor, 1879. Königsberg i. Pr., Schönstr. 7.
Klein, Karl, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1869. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
*Klein, S., Dr. Ing., 1904, p. Adr. Herrn Benedict Klein, Nürnberg, Fürtherstr. 25.
Klemm, Gustav, Dr., Professor. Großh. hess. Landesgeologe, 1888. Darmstadt, Wittmannstr. 15.
Klockmann, Friedrich, Dr., Professor, 1879. Aachen, Technische Hochschule.

von Knebel, Walther, Dr., Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
Koch, Max, Dr., Professor, Landesgeologe, 1884. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
von Koenen, Adolf, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1863. Göttingen.
Koert, Willy, Dr., Bezirksgeologe, 1899. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
Köhne, Werner, Dr., 1902. Assist. am mineralog.-geolog. Institut d. Universität Erlangen, Weiße Herzstr. 2.
Koken, Ernst, Dr., Professor, 1882. Tübingen.
Kolbeck, Friedrich, Dr., Professor der Mineralogie und Lötrohrprobierkunde a. d. kgl. Bergakademie, 1901. Freiberg-Sachsen.
Kolesch, Dr., Gymnasial-Oberlehrer, 1898. Jena, Felsenkellerstraße 19.
Korn, Joh., Dr., Bezirksgeologe, 1896. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
Krahmann, Max, Privatdozent, Bergingenieur, 1889. Berlin W, Händelstr. 6.
Krantz, Fritz, Dr., Mineralienhändler, 1888. Bonn, Herwarthstraße 36.
Krause, Paul Gustaf, Dr., Bezirksgeologe, 1889. Eberswalde, Bismarckstr. 26.
Kretschmer, Franz, Bergingenieur und Bergbaubetriebsleiter, 1899. Sternberg (Mähren).
Krusch, Paul, Dr., Landesgeologe, 1894. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Kühn, Benno, Dr., Landesgeologe, 1884. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
Kühn, Dr., Professor, Geh. Reg.-Rat, 1888. Halle a. d. S.
Laspeyres, Hugo, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1865. Bonn, Schloß Poppelsdorf.
Laube, Gustav, Dr., Professor, 1877. Prag, k. k. Deutsche Universität.
Lehmann, Joh., Dr,, Professor, 1873. Weimar.
Lehmann, P., Realgymnasialdirektor, 1898. Stettin, Grabowerstraße 24.
Lenk, Hans, Dr., Professor, 1888. Erlangen.
*Leonhard, Richard, Dr., Privatdozent, 1894. Breslau, Victoriastraße 65.
Leppla, August, Dr., Landesgeologe, 1881. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Lepsius, Richard, Dr., Professor, Geh. Oberbergrat, 1872. Darmstadt, Goethestr. 15.

Lewis, Alfred Amos, 1904. Oxley, Queensland.
Liebheim, E., Dr., Bergingenieur, 1893. Leipzig-Gohlis, Poetenweg 8.
Lienenklaus, E., Rektor, 1896. Osnabrück.
Linck, Gottlob Ed., Dr., Professor, Geh. Hofrat, 1883. Jena.
Lindemann, A. F., Ingenieur, 1884. Sidholme, Sidmouth, Devon (England).
von Linstow, Otto, Dr., Bezirksgeologe, 1897. Berlin N 4. Invalidenstr. 44.
Lorenz, Th., Dr., 1903. Leipzig-Gohlis, Ulanenstrasse 4 A I.
Loretz, Hermann, Dr., Geh. Bergrat, Landesgeologe a. D., 1876. Grunewald b. Berlin, Hubertusallee 14.
Lotz, Heinrich, Dr., K. Geolog, 1898. Windhuk, D.-SW.-Afrika.
Lucke, O., Berginspektor a. D., 1878. Beuthen (Ober-Schlesien), Hohenzollernstr. 15 I.
Luedecke, K., Dr., Professor, 1874. Halle a. d. S., Blumenthalstr. 8.
Lyman, Benjamin Smith, Bergingenieur, 1870. Philadelphia (Pa) Locust Street 708. U. St.
Maak, Hofapotheker, 1902. Halberstadt, Westendorf 28.
Maas, Günther, Dr., Bezirksgeologe, 1905. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Macco, Albr., Bergassessor, 1897, p. Adr. Gibeon Schürf- und Handelsgesellschaft, Berlin W, Potsdamerstr. 10/11.
Madsen, Victor, Dr., Staatsgeologe, 1892. Kopenhagen, Kastanievej 10.
Makowsky, Alexander, Professor, 1877. Brünn, Techn. Hochschule.
Martin, J., Dr., Prof. Direktor d. naturhistor. Mus., 1896. Oldenburg, Herbartstr. 12.
Martin, Karl, Dr., Professor, 1873. Leiden (Holland).
Mascke, Erich, cand. geol., 1901. Göttingen. Rheinhäuser Chaussee 6.
Graf von Matuschka, Franz, Dr., 1882. Berlin W 64, Wilhelmstraße 71 II.
Maurer, F., Rentner, 1874. Darmstadt, Heinrichstr. 6.
Mentzel, Bergassessor, Bochum, Bergstr. 7.
Menzel, Hans, Dr., 1899. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Mestwerdt, Dr., 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Meyer, Erich, Dr., 1903. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
*Michael, Richard, Dr., Bezirksgeologe, 1894. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Michels, Xaver, Gutsbesitzer, 1902. Andernach a. Rh.
*Milch, Louis, Dr., Prof., 1887. Breslau XVIII, Eichendorffstr. 63.

Mitzopulos, Constantin, Dr., Professor, 1883. Athen.
Möhle, Fritz, Dr., 1902. Wiesbaden, Philippsbergstr. 29, I.
von Mojsisovics, Edmund, Dr., k. k. Hofrat, Ober-Bergrat, 1870. Wien III, Strohgasse 26.
Molengraaff, G. A. F., Dr., Professor, 1888. Hilversum (Holland).
Monke, Heinrich, Dr., Bezirksgeologe, 1882. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Morgenstern, Karl, Kaufmann, 1897. Berlin W 10, Bendlerstraße 27.
Moritz, Adolf, Bergwerksdirektor, 1901. Oberroßbach b. Friedberg, (Hessen).
Mühlberg, Max, Dr., 1899. Aarau (Schweiz).
Müller, Gottfried, Dr., Landesgeologe, 1884. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Müller, Hermann, Geh. Bergrat, 1849. Freiberg i. S., Hornstr. 29.
Müller, Wilh., Dr., Professor an der Techn. Hochschule, 1885. Charlottenburg, Bismarckstr. 34 a.
Naumann, Edmund, Dr., Direktor d. Zentrale f. Bergwesen, 1898. Frankfurt a./Main, Westendstr. 28.
Naumann, Ernst, Dr., 1898. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Neischl, Adalbert, Dr., Major a. D., Nürnberg, Lindenaststr. 29.
Nentwig, Dr., Professor, Bibliothekar der Reichsgräflich Schaffgott'schen Majoratsbibliothek, 1899, in Warmbrunn.
Neubaur, Bergrat, Direktor der Gewerkschaft Ludwig II. 1894. Staßfurt.
Neumann, Oscar, 1901. Berlin NW 40, Hindersinstr. 13.
*Niedzwiedzki, Julian, Dr., Professor, Hofrat, 1873. Lemberg, Technische Hochschule.
*Nötling, Fritz, Dr., Hofrat, 1903. Baden-Baden, Bismarckstraße 19.
Nopcsa jun., Baron Franz, 1903. Szacsal (W. Hátszeg) Ungarn.
Ochsenius, Karl, Dr., Konsul a. D., 1873. Marburg in Hessen.
Oebbeke, Konrad, Dr., Professor, 1882. München, Techn. Hochschule.
Öhmichen, H., Bergingenieur, 1899. Düsseldorf, Leopoldstr.
Ollerich, Ad., cand. rer. nat. 1891. Hamburg, Postamt 5, b. d. Strohhaus 88.
Oppenheim, Paul, Dr., 1889. Groß-Lichterfelde, Sternstr. 19.
Ordoñez, Ezequiel, Subdirektor des Instituto geológico, 1898. Mexico, Calle del Ciprés 5.
Orth, Dr., Professor, Geh. Reg. Rat, 1869. Berlin SW, Zietenstraße 6 b.

Osann, Alfred, Dr., Professor, 1883. Freiburg i. Br.
Pabst, Wilhelm, Dr. Professor, Kustos der naturhistor. Sammlung, 1880. Gotha, Schützenallee 16.
Papp, Karl, Dr., Geologe an d. kgl. Ungarischen geolog. Landesanstalt, 1900. Budapest, Stefánia út 14
Passarge, Siegfried, Dr., Privatdozent, 1894. Steglitz, Filandastr. 3.
Paulcke, W., Dr. Privatdozent, 1901. Freiburg i./Br., Waldseestr. 3.
Penck, Albrecht, Dr., Professor, k. k. Hofrat, 1878. Wien, III 3. Marokkanergasse 12.
Penecke, K., Dr., Professor, 1881. Graz, Tummelplatz 5.
Person, cand. geol., Assist. a. geolog. Institut d. Univ. Göttingen. 1901. Göttingen, Rosdorferweg 24.
Petersen, Joh., Dr., Direktor, 1900. Hamburg, Uhlenhorst (Waisenhaus).
Petrascheck, Wilhelm, Dr., Sektionsgeologe k. k. geolog. Reichsanstalt, 1901. Wien III. Rasumoffskygasse 23.
Pfaff, F. W., Dr., Landesgeologe, 1887. München, Rambergstraße 7 III.
Pflücker y Rico, Dr., 1868. Lima (Peru).
Philipp, Hans, Dr., 1903. Stuttgart, Geol. Institut der Technischen Hochschule.
Philippi, Emil, Dr., Privatdozent, 1895. Berlin N 4, Invalidenstraße 43.
Philippson, Alfred, Dr., Professor, 1892. Bern, Seftigenstr. 9.
Picard, Edmund, Dr., 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Plagemann, A., Dr., 1882. Hamburg, Besenbinderhof 68.
Plieninger, Felix, Dr., Privatdozent, 1891. Tübingen, Mineralog. Institut.
Pohlig, Hans, Dr., Professor, 1886. Bonn, Reuterstr. 43.
Polster, Bergrat, 1896. Weilburg.
Pompeckj, Jos. Felix, Dr., Professor, 1898. Hohenheim.
Porro, Cesare, Dr., 1895. Carate Laria (Prov. di Como), Italien.
Portis, Alessandro, Dr., Professor, 1887. Rom, Museo geologico della Universitá.
Potonié, Henry, Dr., Professor, Landesgeologe, 1887. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
von Prondzynski, Vincenz, Direktor, 1902. Zementfabrik, Groschowitz b./Oppeln.
Quaas, Artur, Dr., 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Quelle, Otto, cand. geol., 1903. Nordhausen a. H., Uferstr. 11.
Ramann, Emil, Dr., Professor. 1898. München, Amalienstr. 67.
Rauff, Hermann, Dr., Professor, 1877. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Regel, Fritz, Dr., Professor, 1892. Würzburg, Rückertstr. 13.
Regelmann, Rechnungsrat bei dem königl. statistischen Landesamt, 1896. Stuttgart, Cottastr. 3.
von Rehbinder, Baron Boris, Dr., Kustos am Polytechnikum, 1902. Warschau, Penknaja 45, Qu. 11.
von Reinach, A., Dr. 1888. Frankfurt a. M., Taunusanlage 10.
Reiss, Wilh., Dr., Geh. Reg.-Rat, 1877. Schloß Könitz (Thüringen).
Remelé, Ad., Dr., Professor, Geh. Reg.-Rat, 1866. Eberswalde, Forstakademie.
*Renz, Karl, Dr., 1903. Breslau, Schuhbrücke 38/39 II.
Richter, Oberlehrer, 1898. Quedlinburg, Kaiserstr. 38.
Freiherr von Richthofen, Ferdinand, Dr., Professor, Geh. Reg.-Rat, 1856. Berlin W, Kurfürstenstr. 117.
Rinne, Fritz, Dr., Professor, 1887. Hannover, Technische Hochschule.
Romberg, Jul., Dr., 1889. Berlin W 62, Bayreutherstr. 21 I.
Rosenbusch, H., Dr., Professor, Geheimrat. 1872. Heidelberg.
Rothpletz, August, Dr., Professor, 1876. München, Alte Akademie, Neuhauserstr.
Rüst, Dr. med., 1887. Hannover, Sedanstr. 14.
Rumpf, Joh., Dr., Professor, 1876. Graz, k. k. Polytechnikum.
Sabersky-Mussigbrod, Dr., 1890. Warm Springs, 51 Dear Lodge County (Montana).
*Sachs, Arthur, Dr.. Privatdozent, 1900. Breslau V, Gartenstraße 15/17.
Salomon, Wilhelm, Dr., Professor, 1891. Heidelberg, Uferstraße 36.
Sapper, Karl, Dr., Professor, 1888. Tübingen, Olgastr. 5.
Sauer, Adolf, Dr., Professor, 1876. Stuttgart, Technische Hochschule.
Schalch, Ferdinand, Dr., Grossherzogl. bad. Landesgeologe, Bergrat, 1876. Neuenheim bei Heidelberg, Ziegelhäuser Landstraße 24.
Scheibe, Robert, Dr., Professor, 1885. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
Schellwien, Ernst, Dr., Professor, Direktor d. ostpreuß. Provinz.-Mus., 1893. Königsberg, O.-Pr., Lange Reihe.
Schenck, Adolf, Dr., Professor, 1879. Halle a. S., Schillerstraße 7.
Schleifenbaum, W., Bergmeister, 1881. Büchenberg bei Elbingerode.
Schlenzig, J. Berg- u. Hütteningenieur, 1898. Groß-Lichterfelde, Albrechtstr. 7 I.

Schlippe, O., Dr., 1886. Gohlis b. Leipzig, Menckestr. *18*.
Schlunck, Joh., Dr., 1901. Berlin N 4. Invalidenstr. 44.
Schlüter, Clemens, Dr., Professor, 1858. Bonn, Bachstr. 36.
Schmeißer, Karl, Geh. Bergrat, Erster Direktor d. *Kgl.* Preuß. geol. Landesanstalt und Direktor der Bergakademie, *1*900. Berlin N 4. Invalidenstr. 44.
Schmidt, Adolf, Dr., Professor, 1879. Heidelberg, Zwingerstr. 2.
Schmidt, Erich, Dr., 1904. Berlin N 4. Invalidenstr. 43.
Schmidt, Karl, Dr., Professor, 1888. Basel. Münsterplatz 7.
von Schmidt, F., Akademiker, Exzellenz, 1881. St. Petersburg, Akademie d. Wissenschaften.
Schmidt, Martin, Dr., Geologe, 1896. Stuttgart, Legionskaserne.
Schmierer, Th., Dr., 1902. Berlin N 4. Invalidenstr. 44.
Schnarrenberger, Karl. Dr., Landesgeologe, 1904. Heidelberg.
Schneider, Adolf, Professor, 1884. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
*Schneider, Otto, Dr., 1900. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Schottler, W., Dr., Landesgeologe, 1899. Darmstadt, Martinsstraße 93.
Schrader, O., Generaldirektor a. D., 1893. Hannover, Hohenzollernstr. 51.
Schrammen, A., Zahnarzt, 1900. Hildesheim, Zingel 35.
Schreiber, Dr., Professor, 1872. Magdeburg, Kaiserstr. 5.
Schröder, Henry, Dr., Landesgeologe, 1882. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Schröder van der Kolk, J. L. C., Dr., Professor, 1890. Scheveningen, Frankenslag 27.
Schubart, Hauptmann und Brigadeadjutant. Koblenz, 1901. Neustadt 9.
Schucht, F., Dr., 1901. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Schütze, Ewald, Dr., Assistent am kgl. Naturalienkabinet, 1895. Stuttgart.
Schulte, Ludw., Dr., Bezirksgeologe, 1893. Friedenau bei Berlin, Niedstr. 37.
Schulz, Eugen, Dr., Bergrat, 1879. Cöln, Sudermannplatz 4 I.
Schumacher, E., Dr., Landesgeologe, Bergrat, 1880. Straßburg i. Els., Nikolausring 9.
*Scupin, Hans, Dr., Privatdozent, 1893. Halle a./S., Friedrichstraße 41.
Seligmann jun., G., Banquier, 1873. Coblenz, Schlossrondel 18.
Semper, Joh. Otto, Dr., 1863. Hamburg, Naturhistorisches Museum.
Semper, Max, Dr., Privatdozent, 1898. Aachen, Technische Hochschule.

von Seyfried, Ernst, Dr., Major a. D., 1895. Straßburg i. Els., Schiltigheimer Platz 11.
Siegert, Th., Dr., Professor, 1874. Radebeul-Oberlößnitz, Gabelsbergerstr. 1.
Siegert, Leo, Dr., 1900. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
von Siemiradzki, Josef, Dr., Professor, 1890. Lemberg (Galizien), k. k. Universität.
Sobirej, Direktor, 1904. Gogolin.
Soenderop, Fritz, Dr., 1899. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Söhle, Ulrich, Dr., 1891. Dresden, Bernhardstr. 28.
Solger, Friedr., Dr.. Kustos a. Märkischen Museum, 1900. Berlin N 39, Reinickendorferstr. 2c.
Spandel, E., Verleger des General-Anzeigers, 1896. Nürnberg.
Spezia, Giorgio, Professor, 1872. Turin, Museo mineralogico, Palazzo Carignano.
Stache, Guido, Dr., k. k. Hofrat, 1870. Wien III, Oetzeltgasse 10.
Stahl, A. F., Minen-Ingenieur, 1899. Warschau, Fort 12.
Stappenbeck, Dr., 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
Steenstrup, K. J. V., Dr., 1889. Kopenhagen, Forchhammersvej 15 I.
Stein, Dr., Geh. Bergrat a D., 1865. Halle a. S.
Steinmann, Gustav, Dr., Hofrat, Professor, 1876. Freiburg i./Br., Mozartstr. 20.
Steinvorth, Oberlehrer a. D., 1868. Hannover, Gr. Aegidienstraße 20.
Sterzel, J. T., Dr., Professor, 1877. Chemnitz, Kastanienstraße 16.
Steuer, Alex., Dr., Privatdozent, Bergrat, Großherzogl. hess. Landesgeologe. 1892. Darmstadt, Liebigstr. 37.
*Stille, Hans, Dr., Privatdozent, 1898. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
Stöber, F., Dr., Professor, 1896. Gand (Belgien), Institut des sciences, rue de la roseraie.
Stoller, J., Dr., 1903. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Stolley, Ernst, Dr., Professor, 1890. Braunschweig, Techn. Hochschule.
Stremme, Hermann, Dr., Assist. am geol.-paläontolog. Inst. u. Mus. f. Naturk., 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
Stromer von Reichenbach, Ernst, Dr., Privatdozent, 1899. München, Alte Akademie.
Struck, Rud., Dr. med., 1904. Lübeck, Ratzeburger Allee 14.
Strutz, Bergrat, 1904. Goslar-Juliushütte.
Strüver, Giovanni, Dr., Professor, 1864. Rom.

Stutzer, O., Dr., Assistent f. Geologie an der Bergakademie Freiberg i. S.
Stürtz, B., Mineralienhändler, 1876. Bonn, Riesstr. 2.
Tannhäuser, Felix, Dr., Assistent am mineralog.-petrogr. Institut und Museum. 1903. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
Tewis, Alfred, Bergbaubeflissener, 1904. kgl. Oberbergamt. Halle a./S.
Thoroddsen, Thorwaldur, Dr., 1885. Kopenhagen, F. Stationsvej 11.
Thost, Rob., Dr., 1891. Groß-Lichterfelde-Ost, Wilhelmstraße 27.
Thürach, H., Dr., Landesgeologe, 1885, Heidelberg, Blumenthalstraße 1.
Tiessen, Ernst, Dr., 1895. Friedenau b. Berlin, Schmargendorferstr.
Tietze, Emil, Dr., Ober-Bergrat, Direktor der k. k. geolog. Reichsanstalt, 1868. Wien III 2, Rasumoffskygasse 23.
Tietze, W., Dr., Bezirksgeologe, 1900, Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
·Tornau, Fritz, Dr., 1898. Berlin N 4. Invalidenstr. 44.
*Tornquist, Alexander, Dr., Professor, 1891. Straßburg i./Els., Lessingstr. 15.
Toula, Franz, Dr., Hofrat, Professor, 1892. Wien IV, k. k. Techn. Hochschule.
Traube, Hermann, Dr., Professor, 1885. Berlin W 9, Potsdamer straße 5.
Tschermak, Gustav, Dr., Professor, k. k. Hofrat, 1871. Wien, Universität, Mineralog.-petrograph. Institut.
Tschernyschew, Theodosius, Dr., Direktor des Comité géologique, 1892. St. Petersburg, Wassili Ostrow. 4. Linie 15.
Uhlig, Victor, Dr., Professor, 1881. Wien I, k. k. Universität, Franzensring.
Ulrich, Dr., Sanitätsrat, 1902. Berlin O, Fruchtstr. 6.
Ulrich, A., Dr., 1886. Leipzig, Thomaskirchhof 20.
*Ullrich, Oberbergamtsmarkscheider, 1904. Breslau, K. Oberbergamt.
Vacek, Michael, Dr., Vizedirektor der k. k. geolog. Reichsanstalt, 1882. Wien III, Rasumoffskygasse 23.
Vater, Heinrich, Dr., Professor, 1886. Tharandt, Forst-Akademie.
Viedenz, Oberbergrat a. D., 1875. Münster i. W., Rotenburg 47.
Vogel, Fr., Dr., 1884. Friedenau, Rembrandtstr. 12.
Vogt, J. H. L., Professor. 1891. Christiania.
Voigt, Kaufmann, 1901. Braunschweig. Schöppenstedterstr. 35.

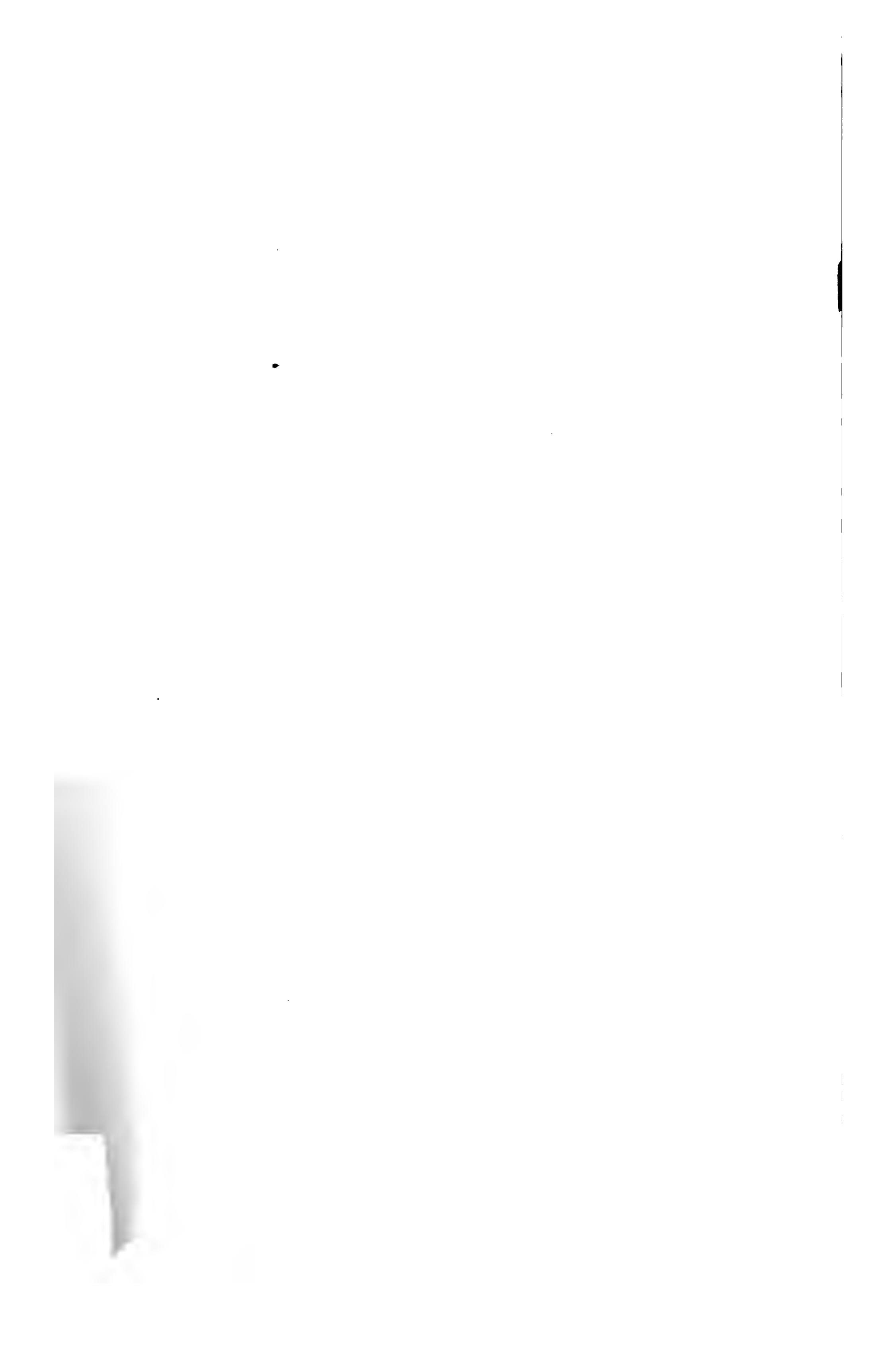
Voit, Friedrich W., Dr., Montaningenieur, 1901. Johannesburg. Transvaal, P. O. Box 1156.
Volz, Wilhelm, Dr., Professor, 1894. Pangkalan Berandan, Sumatras Ostküste.
*Vorwerg. Hauptmann a. D., 1894. Ober-Herischdorf b. Warmbrunn.
Wagner, Richard, Oberlehrer a. d. Ackerbauschule, 1886. Zwätzen bei Jena.
Wahnschaffe, Felix, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Landesgeologe, 1875. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Freiherr Waitz von Eschen, Friedrich, cand. geol., 1902. Ringenkuhl b. Grossalmerode.
Waldschmidt, Dr., Professor, 1885. Elberfeld, Grifflenberg 67.
Walther, Joh., Dr., Professor, 1883. Jena, Kaiser Wilhelmstraße 3.
Walther, Karl, Dr., 1902. Privatdozent. Jena, Mineralog. Institut, Schillerstr.
Weber, E., Dr., Tonwerkbesitzer, 1881. Schwepnitz i. S.
*Weber, Maximilian, Dr., Privatdozent, 1899. München, Technische Hochschule.
Weber, Paul, Ingenieur, 1901. Berlin NW, Bredowstr. 12.
Wegner, Th. Dr, 1904. Assistent am mineralog. Institut zu Münster i. W.
Weigand, Br., Dr., Professor, 1879. Straßburg i. E., Schießrain 7.
Weinschenk, Ernst, Dr., Professor, 1896. München, Haydnstraße 9 I.
Weise, E., Professor, 1874. Plauen im Vogtlande.
Weiskopf, Alois, Dr. techn., 1902. Direktor der Hannover-Braunschweigischen Bergwerksgesellschaft zu Hannover-Herrenhausen, Böttcherstr. 8, I.
Weiß, Arthur, Dr., 1895. Lehrer am Technikum Hildburghausen, Schloßgasse 4.
Weißermel, Waldemar, Dr., Bezirksgeologe, 1891. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Wenck, Wilhelm, Oberlehrer, 1903. Düsseldorf-Grafenberg, Geibelstraße 44.
Wentzel, Jos., Dr., Realschul-Professor, 1889. Laibach.
Wermbter, Hans, Dr., Oberlehrer, 1904. Hildesheim, Hohenzollernring 4.
van Werveke, Leopold, Dr., Landesgeologe, Bergrat, 1879. Straßburg i. Els., Ruprechtsau, Adlergasse 11.
*Wichmann, Artur, Dr., Professor, 1874. Utrecht (Niederlande), Universität.

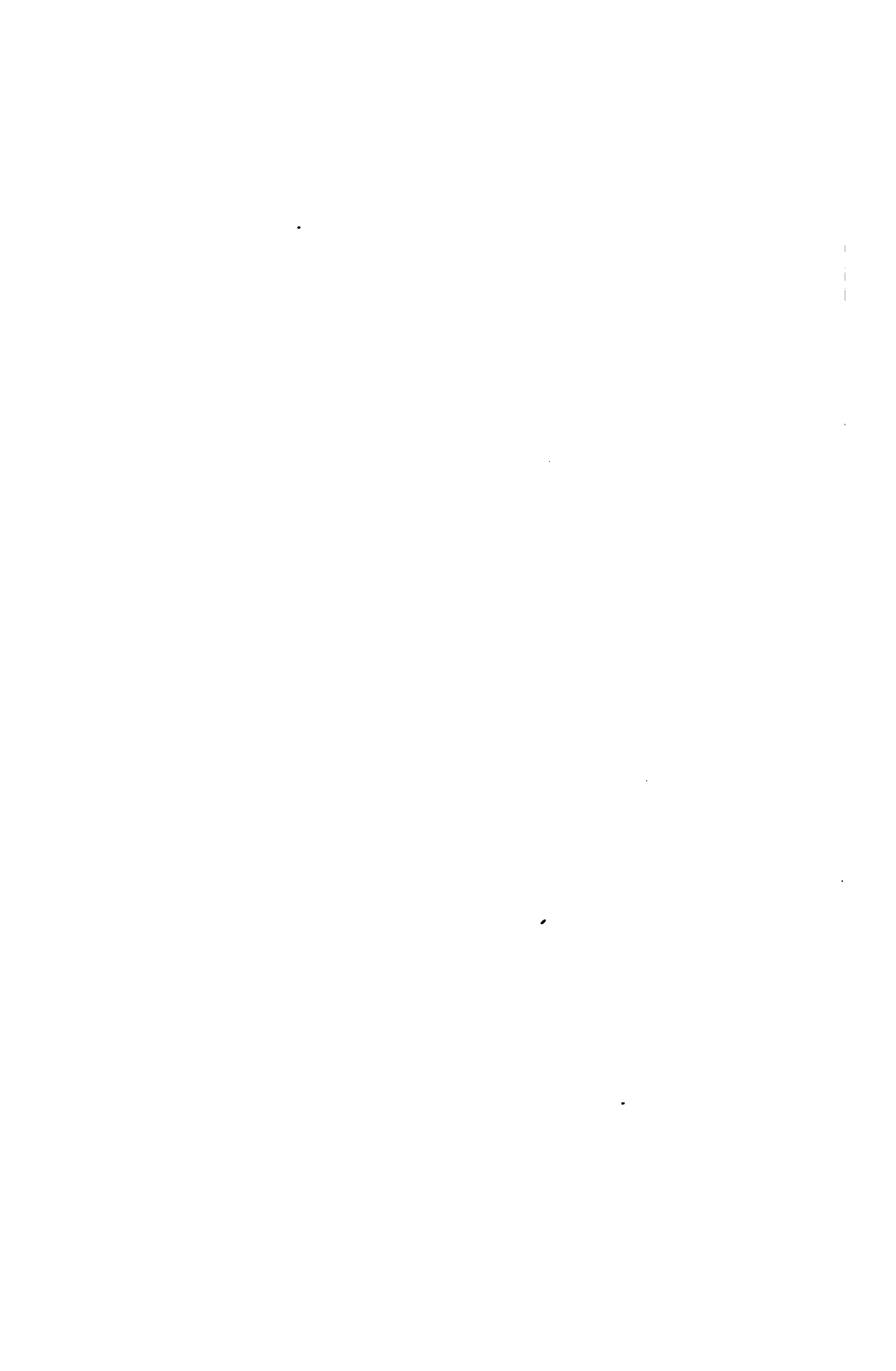
Wiegers, Fritz, Dr., 1896. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Wigand, G., Dr., Lehrer an der höheren Bürgerschule, 1888. Rostock, Alexandrinenstr. 45c.
Wilckens, Otto, Dr., Privatdozent, 1901. Freiburg i. Br., Zasiusstr. 49.
Windhausen, Anselm, stud. geol., 1903. Göttingen, Ob. Masch 19 I.
Winterfeld, Franz, Dr., Oberlehrer, 1898. Mülheim a. Rhein.
Wischniakow, N., Dr., 1876. Moskau, Gagarinsky Pereoulok, 512.
Wittich, E., Dr., Assistent am Großherz. Museum, 1898. Darmstadt, Marienplatz 11.
Freiherr von Wöhrmann, Sidney, Dr., 1890. Festen bei Stockmannshof, Livland.
Wolf, Th., Dr., Professor, 1870. Dresden-Plauen, Hohestr. 8c.
von Wolff, Ferdinand, Dr., Privatdozent, 1895. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
Wolff, Wilhelm, Dr., Bezirksgeologe, 1893. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Wollemann, A., Dr., Oberlehrer, 1896. Braunschweig, Bammelsburgerstr. 3 I.
Wolterstorff, W., Dr., Kustos des naturwissensch. Museums, 1888. Magdeburg, Domplatz 5.
Wülfing, Ernst, Dr., Professor, 1887. Langfuhr b. Danzig, Baumbach Allee 11.
Württenberger, Geh. Bergrat, 1876. Kassel, Jordanstr. 2.
Wüst, Ewald, Dr., Privatdozent, 1901. Halle a. S., Händelstraße 10.
Wunstorf, W., Dr., 1898. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
*Wysogórski, Joh., Dr., Assistent am geol.-paläontol. Institut, 1898. Breslau, Schuhbrücke 38/39.
Young, Alfred P., Dr., 1895, per Adr. Messrs. Grindlay and Co., London, Parliament Street 54.
Zache, E., Dr., Oberlehrer, 1891. Berlin O, Küstriner Platz 9 II.
Zéch, L., Professor, 1883. Halberstadt, Wernigeroderstr. 23.
Zeise, Oskar, Dr., 1886. Südende b. Berlin.
Zimmer, Robert, Bergwerksunternehmer. 1901. Wilhelmshöhe b. Cassel.
*Zimmermann, Ernst, Dr., Landesgeologe, 1882. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Zirkel, Ferdinand, Dr., Professor, Geheimer Rat, 1865. Leipzig, Thalstr. 33.
Zschau, E., Dr., Professor, 1853. Plauen-Dresden, Poststr. 6.
Zuber, Rudolf, Dr., Professor an der Universität, 1897. Lemberg (Galizien).

1. Namenregister.

A. hinter den Titeln bedeutet Aufsatz, *B.* Briefliche Mitteilung, *P.* Protokoll der mündlichen Verhandlungen.

II. Sachregister.






NON-CIRCULATING

